



**La partie nord du Massif des Grandes Rousses. Etude
des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire
— Alpes françaises**

Jean Lameyre

► **To cite this version:**

Jean Lameyre. La partie nord du Massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire — Alpes françaises. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1957. Français. NNT: . tel-00921307

HAL Id: tel-00921307

<https://theses.hal.science/tel-00921307>

Submitted on 20 Dec 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

J.E.S. L&me y re.
1957

Belle donne

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

premier - Shadma

*p. 49 p. 32 épitane ?
p. 85*

Jean LAMEYRE

*p. 48, puis à bas
en haut*

1957

p. 54.

I - LES GROUPES D'ALPES	
A - Le groupe de la Durance	7
B - Le groupe de la Haute-Savoie	10
C - Rapports existant entre les deux groupes cristallophylliens	13
II - LES GRANITES	
A - Le Granite de l'Alpette	18
B - La Granulite des Petites-Rousses	18
C - Conclusion LA PARTIE NORD DU	20
III - TECTONIQUE ANTI-MOULIERE	22
ETUDE DES SCHISTES CRISTALLINS	
ET DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE.	
2° PARTIE - Le Houiller	23
HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE	24
I - LE SYNCLINAL OCCIDENTAL	25
II - LE SYNCLINAL ORIENTAL	27
A - Localisation	27
B - Stratigraphie	27
C - Conclusions et paléogéographie	28
D - Etude pétrographique et chimique	31
Mémoire présenté de 5 décembre 1957 devant la	
Faculté des Sciences de Grenoble, pour l'obtention	
du Diplôme d'Etudes supérieures de Géologie.	
3. Le Métamorphisme du Houiller	
III - TECTONIQUE	

S O M M A I R E

I N T R O D U C T I O N -

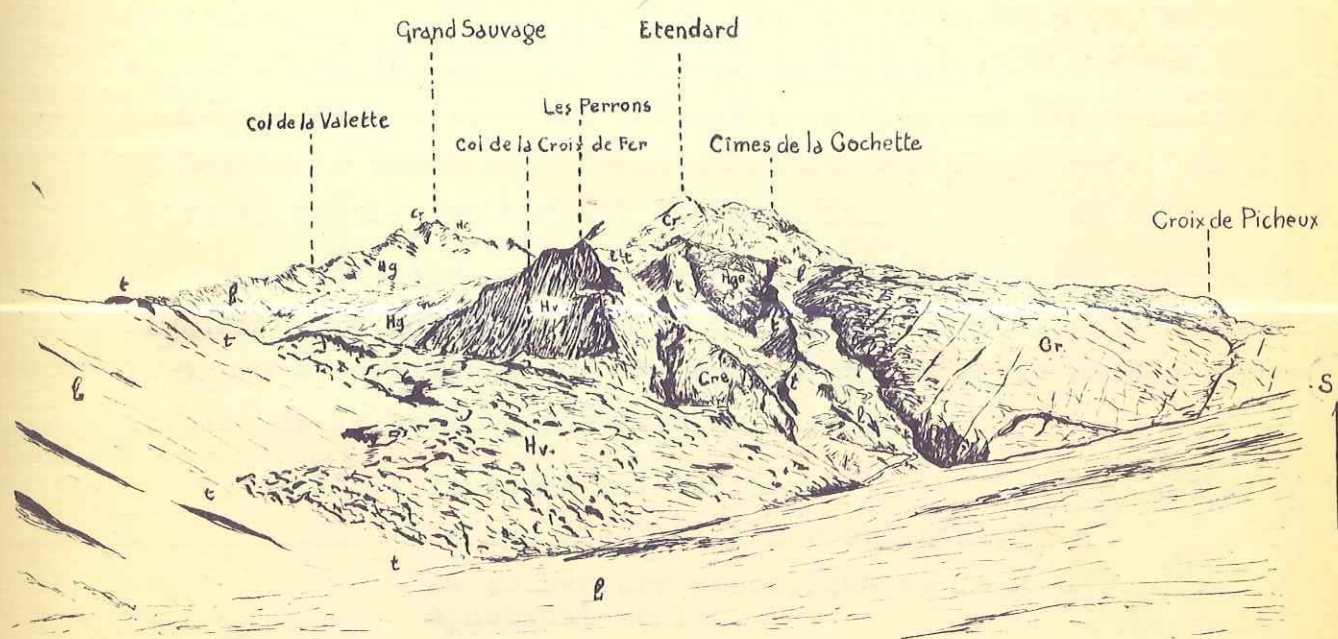
	Pages
<u>1° PARTIE = LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES GRANITES</u>	4
<u>HISTORIQUE</u>	5
I - <u>LES SCHISTES CRISTALLINS</u>	
A - <u>Le Groupe du Lac Blanc</u>	7
B - <u>Le Groupe de la Haute Sarenne</u>	10
C - <u>Rapports existant entre les deux groupes</u> <u>cristallophylliens</u>	15
II - <u>LES GRANITES</u>	
A - <u>Le Granite de l'Alpetta</u>	18
B - <u>La Granulite des Petites-Rousses</u>	18
C - <u>Conclusions</u>	20
III - <u>TECTONIQUE ANTEHOUILLERE</u>	22
 <u>2° PARTIE = LE HOUILLER</u>	 23
<u>HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE</u>	24
I <u>LE SYNCLINAL OCCIDENTAL</u>	25
II <u>LE SYNCLINAL ORIENTAL</u>	27
A - <u>Localisation</u>	27
B - <u>Stratigraphie</u>	27
C - <u>Conclusions et paléogéographie</u>	28
D - <u>Etude pétrographique et chimique</u>	31
I. Etude pétrographique de l'ensemble dé- tritique de base	31
2? Etude pétrographique et chimique du complexe volcanique	33
3. Le Métamorphisme du Houiller	43
III <u>TECTONIQUE</u>	

	Pages
<u>3° PARTIE</u> - <u>LA COUVERTURE</u>	47
I <u>LE TRIAS</u>	48
A) <u>HISTORIQUE</u>	48
B) <u>STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE</u>	48
C) <u>CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE</u>	53
II <u>LE LIAS</u>	54
A) <u>HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE</u>	54
B) <u>STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE</u>	55
C) <u>CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE</u>	58
III <u>LE PROBLEME DU METAMORPHISME ALPIN</u>	59
 <u>4° PARTIE</u> -	 63
I <u>ADAPTATION DU SOCLE A LA DYNAMIQUE ALPINE</u>	64
A) <u>LES ACCIDENTS TRANSVERSES</u>	64
B) <u>LES ACCIDENTS LONGITUDINAUX</u>	66
II <u>LES RAPPORTS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE</u>	71
A) <u>LE BORD OCCIDENTAL DU SYNCLINAL HOUILLER</u>	71
B) <u>LE BORD OCCIDENTAL DU SYNCLINAL HOUILLER ET</u> <u>LE FRONT DU NOYAU CRISTALLIN</u>	73
C) <u>LE BORD ORIENTAL DU NOYAU CRISTALLIN</u>	74
III <u>OROGENESE</u>	76
A) <u>LES PREMIERS MOUVEMENTS</u>	76
B) <u>LES MOUVEMENTS TARDIFS</u>	78
C) <u>CONCLUSION</u>	80
<u>C O N C L U S I O N</u>	81
 <u>B I B L I O G R A P H I E</u>	 84

PLANCHE 1

LE VERSANT NORD DES GRANDES-ROUSSES

(vu du col de Bellard)



Les trois unités structurales apparaissent nettement sur cette vue :

- 1° le cristallin (Cr) à l'ouest (à droite)
- 2° le synclinal houiller oriental avec ses deux faciès - volcanique (Hv) et détritique (Hgt) - au premier plan les laves (Hv) s'ennoient sous la couverture triassique (t) et liassique (l) -
- 3° le synclinal médian mésozoïque avec ses deux barres de trias (t) entourant l'amygdale houillère axiale (Hgt), au delà de l'échelle de cristallin (Cr) -

INTRODUCTION

Aperçu géographique et structural

Le massif des Grandes-Rousses est un des massifs cristallins externes des Alpes françaises. La vallée de la Romanche le coupe au Sud du massif du Pelvoux; à l'Ouest, le synclinal d'Allemont-Vaujany le sépare de la chaîne de Belledonne; les hautes vallées de l'Arvan et du Ferrand le limitent à l'Est; au Nord, enfin, le massif s'abaisse et passe sous sa couverture sédimentaire dans la haute vallée d'Olle. Par son arête faîtière et ses versants Sud et Ouest, le massif des Grandes-Rousses est dauphinois. Seul pénètre en Savoie son versant Nord qui fait l'objet de cette étude.

Ici, l'influence de la structure, soulignée par l'érosion glaciaire est dominante sur la morphologie. Trois unités morphologiques apparaissent qui correspondent aux trois unités structurales de la terminaison Nord du massif:

- (Pl.I) - le socle cristallin,
- le synclinal houiller oriental,
- la couverture mésozoïque et le synclinal médian.

Taillée dans le socle cristallin, l'arête faîtière culmine à l'Etendard (3.468 m). Elle se prolonge au Nord par les cimes de la Barbarate, de la Cochette, par l'Aiguille Noire, le Dôme de la Cochette et l'Aiguille de Laisse, petits horns séparés par des cols enneigés, encadrés de névés, qui se confondent à l'Est dans le glacier de Saint-Borlin. Au Nord du lac de Balme, cette arête se résoud en un glacis de roches moutonnées qui s'incline doucement jusqu'à la vallée de l'Eau d'Olle.

A l'Est de l'Etendard, dont il est séparé par le col glacé des Quirliès, le Grand Sauvage (3.217 m.) domine une arête parallèle.

Coupée par la branche orientale du glacier de Saint-Sorlin, elle s'individualise de nouveau dans la chaîne des Perrons. Au col de la Croix de Fer, elle s'infléchit, se prolonge par un bombement de roches moutonnées qui s'enneigie au col de l'Ouillon. Cette arête correspond aux terrains houillers du synclinal hercynien oriental du massif.

Une dépression, creusée dans les terrains tendres du synclinal médian mésozoïque, sépare ces deux échines depuis le col des Quirlies. Elle est occupée par la branche occidentale du glacier de Saint-Sorlin, puis par trois lacs de surcreusement et de barrage glaciaires: le lac Tournant, le lac Blanc, enfin le Grand Lac, aménagé par l'E.D.F. à 2.500 m. d'altitude. La route, le tracé du téléphérique, qui desservent le chantier à partir du col de la Croix de Fer, sont établis dans cette dépression encombrées de moraines.

Les grandes vallées glaciaires épousent étroitement les lignes structurales principales.

La vallée de l'Arvant longe le contact entre le socle du massif et sa couverture, puis elle diverge vers l'Est et s'ouvre sur le pays d'Arves.

La vallée des Villards, au Nord, suit la limite orientale du massif des Sept-Laux, dépendance de Belledonne.

A l'Ouest, la haute vallée d'Olle emprunte la zone de raccordement entre les Rousses et le massif des Sept-Laux, qu'elle entaille par le défilé du Maupas.

Les cols sont autant de points de diffluence glaciaire. Le col de la Croix de Fer coupe l'extrémité du massif à 2.067 m., il s'ouvre sur la vallée des Arves et sur la vallée de l'Eau d'Olle; le col du Glandon (1.924 m.) permet de passer de la vallée des Villards à celle de l'Eau d'Olle.

L'opposition est brutale entre les arêtes aiguës ou les glacis moutonnés, modelés par l'érosion glaciaire dans les

roches anciennes résistantes, et la topographie molle des terrains de couverture, recouverts de pâturages. Dans ces terrains tendres, l'érosion torrentielle a bien souvent surimposé son style à la morphologie glaciaire. Les versants des larges vallées, éventrés par les niches d'arrachement, sont disséqués par les eaux de fonte et leur fond encombré de cônes de déjection.

HISTORIQUE

I - LES SCHISTES CRISTALLINS

A) Le GROUPE DU LAC BLANC.

1. Localisation.
2. Etude lithologique et micrographique
3. Conclusions.

B) Le GROUPE DE LA HAUTE SARENNE.

1. Localisation
2. Etude lithologique et micrographique
3. Conclusions.

C) RAPPORTS EXISTANT ENTRE LES DEUX GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS.

1. Rapports zonéographiques
2. Rapports stratigraphiques
3. Conclusions.

II - LES GRANITES

A) Le GRANITE DE L'ALPETTA.

B) La GRANULITE DES PETITES ROUSSES.

1. La granulite protogneissique
2. Les migmatites hétérogènes.

C) CONCLUSION.

III - TECTONIQUE ANTEHOUILLERE.

HISTORIQUE

R. DAUSSE (1835) explore pour la première fois le massif des Grandes-Rousses. Il décrit dans le socle un ensemble cristallin gneissique et granitoïde, qu'il distingue des "terrains anthracifères".

GUEYMARD (1844) interprète les observations de DAUSSE.

Ch. LORY (1860-61) reprend les idées de ses prédécesseurs en appliquant au massif ses vues sur la tectonique alpine, dominée selon lui par un système de failles longitudinales.

P. TERMIER (1894) donne la première étude détaillée du massif cristallin. Il distingue des micaschistes et des gneiss, des gneiss amphiboliques, des schistes archéens, et la granulite qui injecte tous ces schistes cristallins.

P. GIRAUD (1952) reprend l'étude des terrains métamorphiques de la partie Sud du massif des Grandes Rousses, à la lumière des connaissances acquises depuis P. TERMIER sur le mécanisme du métamorphisme général et en fonction de la classification des schistes cristallins établie par J. JUNG et M. ROQUES (1952). Il distingue ainsi d'Est en Ouest quatre groupes dans la série cristallophyllienne :

1°/ Le groupe des migmatites amphiboliques de Bourg d'Oisans, affleurant sur la rive droite de la Romanche, en aval de Pont-Sainte-Guillerme.

2°/ Le groupe des amphibolites et chloritoschistes d'Huez (zone des Micaschistes inférieurs et des gneiss supérieurs) qui viennent au-dessus des migmatites.

3°/ Le groupe des schistes à chlorite et à amphibole du Lac Blanc (zone des Micaschistes supérieurs) qui prolonge au point de vue zonéographique le groupe d'Huez.

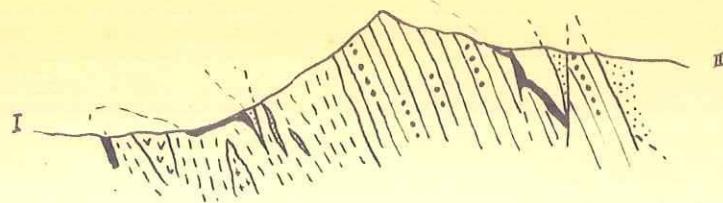
4°/ Le groupe des micaschistes et des gneiss de la Haute-Sarenne dont les rapports avec l'ensemble précédent ne peuvent être précisés dans cette partie du massif pour des raisons structurales. Il définit quatre sortes de granites antehouillères :

- Le granite migmatique de l'Alpetta.
- Le granite syntectonique de la Fare.
- La granulite des Petites-Rousses et ses migmatites.
- Le granite intrusif de Pont-Sainte-Guillerme.

Il met en évidence, enfin, une rétro-morphose générale des schistes cristallins et des granites qu'il interprète comme l'effet d'un métamorphisme général alpin affectant également la base du Houiller.

Les schistes cristallins et les granites affleurant dans la partie Nord des Grandes Rousses prolongent ceux que P. GIRAUD a définis au Sud. Aussi ai-je cru bon de conserver ses dénominations afin d'homogénéiser la terminologie appliquée à la série cristallophyllienne et aux granites du Massif.

coupe



rovin de Techette.

PLANCHE 2

legende

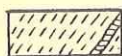


Trias



Houiller

5b

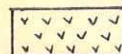


Groupe du Lac-Blanc
avec schistes noirs

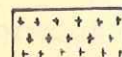
5a-5b



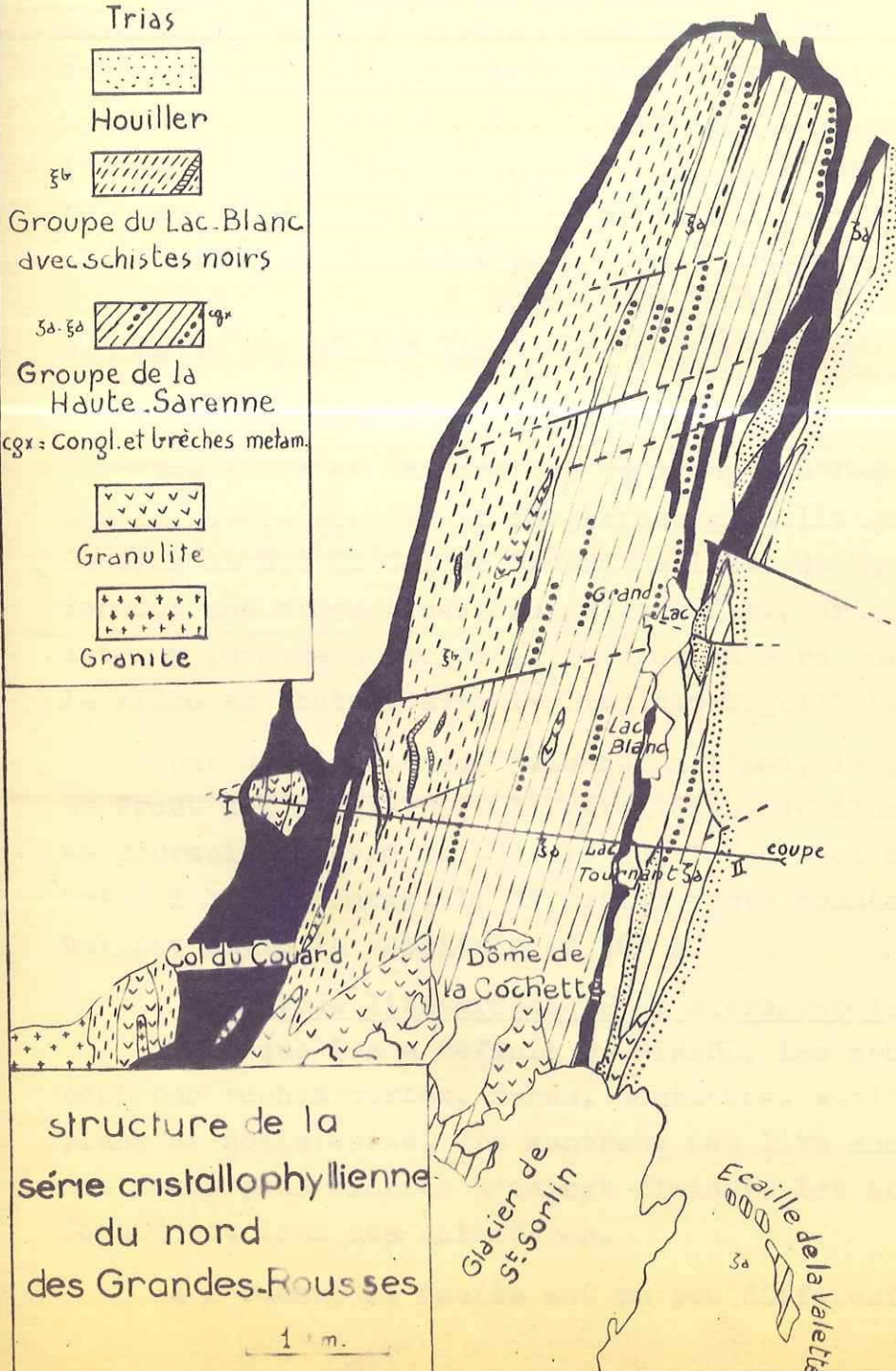
Groupe de la
Haute-Sarrene
cqx: Congl. et brèches metam.



Granulite



Granite



structure de la
série cristallophyllienne
du nord
des Grandes-Rousses

1 km.

I - LES SCHISTES CRISTALLINS

La série cristallophyllienne du versant savoyard des Grandes Rousses prolonge au Nord deux des groupes cristallophylliens définis par P. GIRAUD: le groupe du Lac Blanc et le groupe de la Haute-Sarenne. On sait que le groupe du Lac Blanc comprend un ensemble de schistes amphiboliques et chloriteux, le groupe de la Haute-Sarenne un ensemble de micaschistes et de gneiss très riches en muscovite. Ces deux groupes sont isolés, dans la majeure partie du massif par la granulite de l'arête faîtière et par le coin synclinal houiller occidental. Le versant savoyard permet, lui, l'étude des relations existant entre les deux groupes. Il est pourtant difficile de les délimiter de façon rigoureuse. Je les étudierai successivement pour préciser ensuite leurs rapports.

A.- LE GROUPE DU LAC BLANC.

1./ Localisation:

Les schistes cristallins du groupe du Lac Blanc affleurent sur le rebord occidental du plateau granulitique des Petites-Rousses au Sud du Col de Couard. A l'Est du Lac de Neyza, ils forment une mince bande, large de 100 m., orientée N. 10° E. avec un pendage subvertical, coupée au Nord par une faille qui la place en contact avec le lias des Aiguillettes.

Une deuxième bande jalonne, à l'Est, le plateau granulitique au front des glaciers de la paroi Ouest de l'arête faîtière. Elle se poursuit au Nord et s'étale sur le versant savoyard où elle atteint 1 km. de large. La direction reste constante, les pendages variant entre la verticale et 60° E.

2./ Etude lithographique et micrographique.

Tels que les a définis P. GIRAUD, les schistes du Lac Blanc sont des roches vertes, dures, compactes, satinées, suivant les plans de schistosité. Ils montrent des lits sombres alternant avec des zones plus claires d'aspect fluidal. Les schistes du col du Couard ont tous ces caractères.

A l'Ouest, le faciès est un peu différent. Le grain plus

grossier, les cassures moins franches et les plans de schistosité plus brillants, sont les éléments principaux de cette variation. On observe enfin des horizons discontinus de faible épaisseur et des lentilles effilochées de schistes très durs, noirs, inclus dans les schistes verts de faciès typique.

Voici tout d'abord la composition minéralogique de quelques échantillons des faciès dominants :

a) Schiste du Lac de Neyza. Ech. JL 312. LM 7.412. (Pl.3. Fig.1)

Quartz détritique (parfois corrodé en doigt de gant)	
Quartz de recristallisation.	
Séricite.	Calcite.
Chlorite.	Ilménite.
Zoïsite.	Galets avec microcline.

Les lits clairs sont à éléments détritiques grossiers (dont les quartz en doigt de gant).

Les lits sombres sont sériciteux et très chargés en ilménite et en hématite.

b) Micaschiste feldspathique. Col du Couard. Ech. JL 314. LM 7526.

Quartz	Séricite
Oligoclase séricitisé. An.10-12%.	Ilménite
Biotite décolorée et chlorite.	Apatite, Zircon, grenat.

La structure est granolépidoblastique, à cloisons de phyllites et quartz.

c) Micaschiste feldspathique. Aiguille de Laisse. Ech. J.L.202.
L.M. 7409.

Quartz.	
Oligoclase An.12.	
Muscovite.	
Biotite paillettes courtes à polychroïsme très intense.	
Apatite.	
Zircon.	
Pyrite.	
Tourmaline.	

La structure est granolépidoblastique à cloisons. Le quartz est à extinction roulante et à contours persillés.

d) Schistes verts Col de Montfroid. Ech. JL 198 LM 7.404.

Quartz
Plagioclases saussuritisés.
Muscovite.
Chlorite en éponge dans une pâte quartzeuse.
Ilménite.
Zircons très fins (0,01 mm.).

La structure est granolépidoblastique. On note la présence de galets de quartzite.

e) Schistes noirs. Cote 2.400. Arête Ouest du Roc de Balme.
Ech. 910. LM 8.082.

Quartz
Plagioclases séricitisés
Séricite
Ilménite très abondante, en traînées ou en granules.

La structure est fluidale, cataclastique. Dans une pâte opaque sont noyés des minéraux brisés, mêlés à des éléments roulés, uniquement quartzeux.

3°/ - Conclusions.

Les descriptions qui précèdent mettent en évidence la grande hétérogénéité du groupe du Lac Blanc. Il comprend en effet des roches de faciès analogue mais très diverses dans leur composition minéralogique, dans leur structure et, sans doute aussi, dans leur origine.

L'association chlorite-séricite, caractéristique de la zone des Micaschistes supérieurs, existe dans la plupart des schistes cristallins de la bande orientale. L'étude micrographique met pourtant en évidence au Col du Couard et à Montfroid une chloritisation incomplète qui laisse subsister des feuillets de biotite en sandwich entre des paillettes de chlorite chargée de sagénite. Ce début de chloritisation n'existe même pas à l'Aiguille de Laisse. Dans ces conditions, il est évident que la chloritisation de la biotite et la séricitisation des plagioclases ne sont que des phénomènes secondaires, dus à une rétro-morphose sporadique des schistes cristallins qui appartenaient, à l'origine, à la zone caractéris-

par l'association biotite-muscovite des Micaschistes inférieurs.

Les plagioclases, rares dans la bande de Neyza, sont fréquents dans la plupart des faciès de la bande orientale. Il s'agit de plages d'albite ou d'oligoclases séricitisés à 10-20% An. comprises entre des cloisons de biotite ou de chlorite, de séricite et de quartz. Cette disposition peut être interprétée, aussi bien comme le résultat d'une feldspathisation antérieure à la rétro-morphose, que comme une structure à résidus. L'origine des plagioclases pose donc le problème de l'origine des schistes cristallins eux-mêmes. La répartition, qui paraît stratigraphique, des faciès feldspathiques, ainsi que la présence, assez fréquente, de galets de quartzites dans ces mêmes faciès, implique une origine détritique. Les plagioclases pourraient alors être ceux d'une ancienne série d'arkoses ou de tufs volcaniques sédimentés, de type "graywacke".

Cette origine est plus facilement discernable dans la structure des schistes de Neyza les moins métamorphiques. Ils renferment des petits galets granitiques à microcline et des quartz corrodés en doigts de gant, ce qui incite à penser qu'ils dérivent d'une série détritique à éléments volcaniques remaniés.

Quant aux schistes noirs, ils correspondent probablement à d'anciens bancs de phyllonites analogues à ceux signalés par TERMIER (1903) et par R. MICHEL dans le massif d'Hautecourt (1957) inédit).

Il existe peut-être une relation entre la silice nécessaire à leur constitution et l'activité volcanique qui a pris part à la formation des faciès associés.

B.- LE GROUPE DE LA HAUTE-SARENNE.

1./ Localisation:

Les micaschistes et les gneiss du groupe de la Haute-Sarenne, définis sur le versant oriental du massif des Grandes-Rousses, se poursuivent sur le versant savoyard; mais ils apparaissent ici en contact direct avec les micaschistes du groupe du Lac Blanc.

Ils constituent, d'autre part, le substratum du synclinal houiller oriental. Leur direction générale est de N 10° E. Les variations locales dues aux dislocations transverses n'excèdent pas 10°. Le pendage varie entre 30° Est et la verticale.

2./ Etude lithologique et micrographique.

Les faciès sont extrêmement variés. Le plus fréquent est celui des micaschistes phylliteux à muscovite et chlorite. Ils renferment des bandes concordantes de leptynites vertes, compactes, rappelant macroscopiquement les micaschistes feldspathiques du groupe du Lac Blanc. Elles sont associées à des bancs fins de conglomérats et de brèches métamorphiques.

La succession de ces faciès devient très rapide dans la zone de contact avec les micaschistes du Lac Blanc et il est difficile d'attribuer cette zone hybride à l'un ou à l'autre des deux groupes. L'apparition des micaschistes phylliteux définit pour nous le groupe de la Haute Sarenne.

a) Les micaschistes phylliteux.

Ces micaschistes se délitent facilement et présentent des plans de schistosité brillants où la muscovite prend un grand développement. Ils sont très plissotés dans le détail et, souvent, montrent des amygdales ou des veines de quartz d'exsudation.

Prenant en écharpe la face orientale de l'arête faîtière, ils se prolongent, au Nord, sur une largeur de 1 Km.

Micaschistes à muscovite et chlorite. Lac Bramant. LM. 7.421.

(Pl. 1. P3 fig.2. P4 fig.2)

Quartz

Oligoclase

Phengite (2 V=8)

Chlorite

Tourmaline

Zircon

Calcite

Amygdales constituées de quartz, zoïsite, séricite, ilménite, représentant le fantôme d'un ancien minéral inconnu.

La structure est granoblastique.

Micaschistes à muscovite et biotite. Chalets de Tierce.

JL 192b. LM. 7.529.

Quartz	Biotite-chlorite et sagénite
Oligoclase séricitisé	Tourmaline
Muscovite	Zircon

Fantôme: quartz, séricite, zoïsite, ilménite.

La structure est ~~granoblastique~~ **granolépido blastique**

b) Les Leptynites.

Ce sont des roches vertes, compactes, à grain plus ou moins fin, intercalées en bandes dans les micaschistes phylliteux. Elles ne diffèrent des micaschistes feldspathiques du Lac Blanc que par une plus grande abondance de feldspaths qui deviennent nettement visibles.

Leptynite du Lac Bramant - JL 193 - LM. 7.522

Quartz	Apatite
Oligoclase séricitisé	Ilménite
Biotite	Sphène
Chlorite	Zoïsite
Séricite	Zircon

La structure est lépidoblastique, à cloisons de quartz et de phyllites.

c) Conglomérats et brèches métamorphiques.

Difficilement visible en cassure fraîche, leur texture apparaît avec une grande netteté sur poli glaciaire. Il en est un bel exemple au point d'appui Nord de la digue du lac Bramant. Les conglomérats et les brèches se présentent en affleurements discontinus, concordants avec les micaschistes. La répartition cartographique de ces affleurements montre qu'ils représentent probablement d'anciennes lentilles et non des horizons bien définis.

Conglomérats et brèches doivent être considérés comme deux faciès différents. Les conglomérats sont toujours associés aux faciès phylliteux du groupe de la Haute Sarenne, les brèches aux

faciès leptyniques. Les brèches sont monogéniques, les conglomérats renferment des éléments étrangers.

- Conglomérat métamorphique. La Combe d'Olle. L.M. 7.317.

Pl. 4 Fig. 3

Quartz	Oligoclase
Muscovite	Ilménite
Chlorite	Séricite.

Les galets sont bordés de séricite fine et de muscovite. Ils sont essentiellement quartzeux avec de fines paillettes de séricite. Leur structure est orientée ou équante. Le grain est plus ou moins gros.

- Brèche monogénique métamorphique. Lac des Perdrix Blanches.

L.M. 7.412

Quartz	Chlorite - Zoïsite
Oligoclase (An: 12%) séricitisé	Hématite.
Phengite.	

La structure est granolépidoblastique, avec recristallisation de quartz aux points de jointure des éléments bréchiques de même nature que la pâte.

d) Les gneiss.

Ils sont ici très localisés entre le synclinal médian mésozoïque et le synclinal houiller oriental. Ils constituent les écaillés cristallines du Col de la Valette. Ils rappellent tout à fait les micaschistes phylliteux, mais le grain est plus grossier et les feldspaths deviennent apparents.

- Gneiss à muscovite et chlorite. Le Petit Penon. 56 JL 123
LM 7.712.

Quartz	
Oligoclase séricitisé	
Muscovite	
Biotite séricitisé	
Apatite zircon sphène ilménite.	

Structure lépidoblastique cataclastique.

Fig. I. Schiste du Lac de Neyza. Groupe du Lac Blanc

L.M. 7413

La roche est hétérogène. Son origine arénacée apparaît nettement.

Dans les ^{lits} clairs, on note des plages de quartz corrodé en doigt de gant.

Les l^{ots} sombres sériciteux sont chargés de minéraux opaques: Ilménite et hématite.

Fig. II. Micaschistes à muscovite et chlorite Lac Bramant.

Groupe de la Haute-Sarenne. L.M. 7421.

A ce faible grossissement, on ne distingue, à peu près, que des phyllites.

PLANCHE 3



FIG. 1 x 10

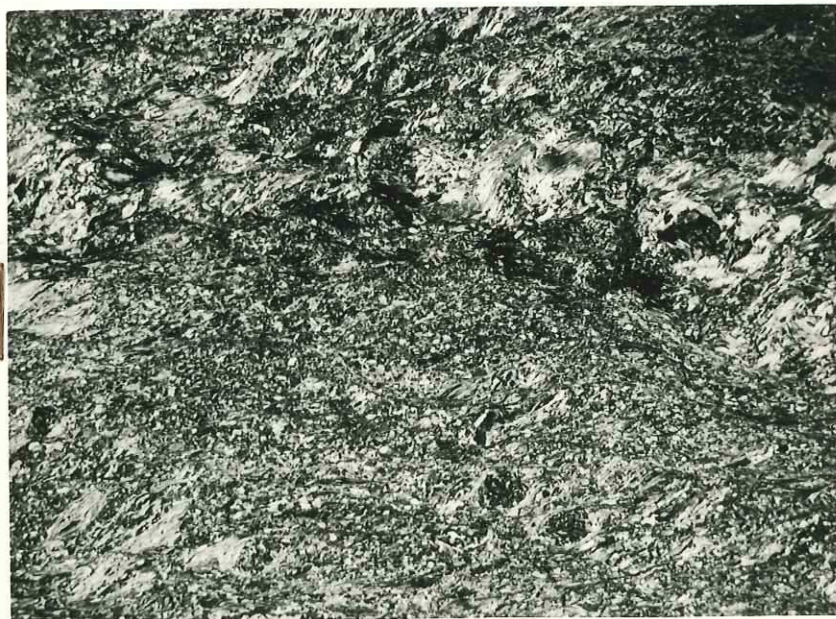


FIG. 2 x 10

Fig. I Granite Syntectonique - Col du Couard L.M. 7398

La structure est à cloisons de quartz en réseau et de phyllite.

Le porphyroblaste de microcline (Mi) est brisé et les fissures cicatricées par de la calcite.

Fig. II Micaschistes à Muscovite et chlorite. Lac Bramant

L.M. 7421.

La structure est granolépidoblastique.

La muscovite (Mu) est la chlorite (ch) dominant mais on note la présence de plagioclase et celle de d'un cristal de tourmaline (T) inclus dans une lamelle de muscovite (Mu).

Fig. III Conglomérat métamorphique - La Combe d'Olle. L.M. 7517

Les galets sont essentiellement quartzeux, avec une bordure de séricite; leur structure apparaît indifféremment orientée ou équante, ceci est sans doute dû à des orientations différentes des galets.

Fig. IV Granulite protogneissique - Croix de Picheu. LM. 564.

La structure est à cloisons de muscovite et de quartz en réseau (Q) entourant des cristaux de microcline poecilitique (Mi) et perthitique avec des films d'Albite (Ab)

P = Plagioclase.

PLANCHE 4

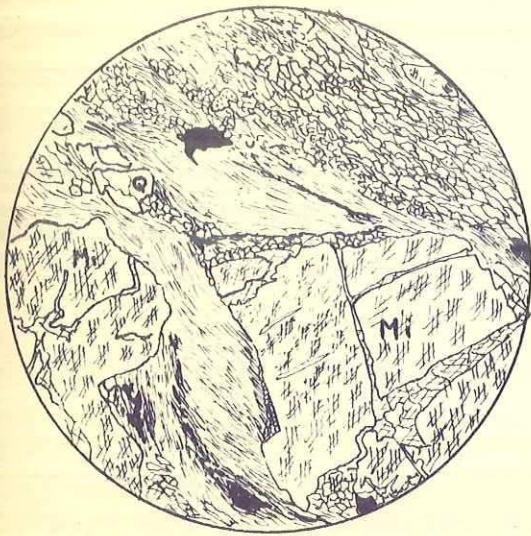


fig 1 (x32)



fig 2 (x32)

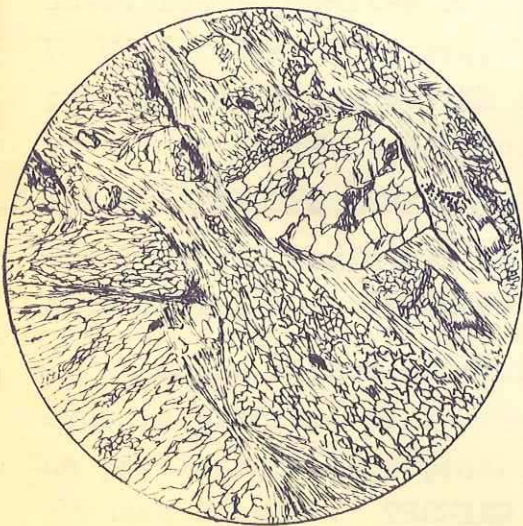


fig 3 (x32)

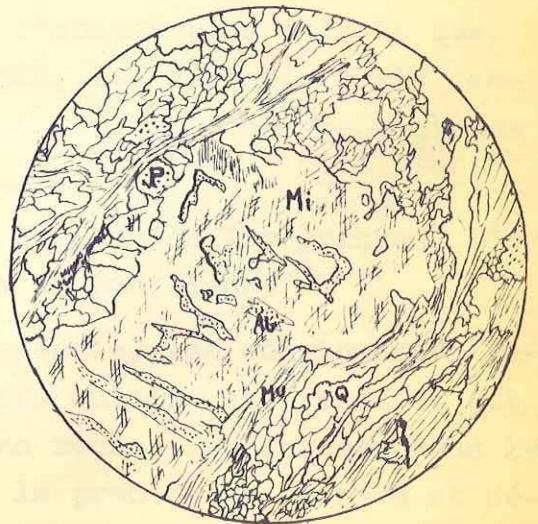


fig 4 (x32)

3°/ Conclusions.

L'association biotite-muscovite, jointe à la rareté et à l'acidité des plagioclases, caractérise les micaschistes phylliteux. Ils représentent, dans la classification de JUNG et ROQUES, le faciès repère de cette série hétérogène qui est donc à rapporter, en grande partie, à la zone des Micaschistes inférieurs. Ce n'est que vers l'extrême bordure Est de cette série que l'apparition des faciès gneissiques permet d'entrevoir le passage à la zone sous-jacente des gneiss supérieurs. Je rappellerai d'ailleurs que dans la partie Sud-Est du massif, ces gneiss, appelés par P.GIRARD (1952) : gneiss de la Haute Sarenne, prennent un développement important.

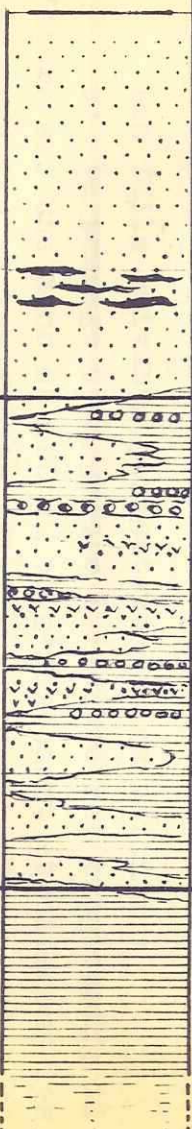
Comme ceux du Lac Blanc, tous les faciès du groupe de la Haute Sarenne sont rétrotransformés très irrégulièrement. Dans la plupart des cas, la biotite est chloritisée et les plagioclases séricitisés; mais il existe à l'Aiguille Rousse et dans le ravin de Techette des îlots où la rétrotransformation n'a pas affecté la série.

L'extrême hétérogénéité du groupe traduit des origines diverses. Les micaschistes phylliteux et les gneiss caractérisés par leur richesse en muscovite, dérivent sans doute d'horizons pélimitiques. Les leptynites rappellent les faciès rencontrés dans le groupe du Lac Blanc; ce rapprochement est d'autant plus valable que, près du Lac Blanc où ils ont été définis, les schistes verts montrent des faciès bréchiques analogues à ceux que nous rencontrons ici et beaucoup plus étendus encore.

Il est logique d'admettre, pour ces faciès leptyniques, l'origine détritique attribuée aux schistes du Lac Blanc.

Autre aspect détritique de cette série, les conglomérats posent le problème de l'origine des galets qu'ils renferment et qui ne paraissent correspondre à aucune des roches rencontrées dans les Grandes-Rousses. TERMIER (1894) qui, le premier, a observé et décrit ces conglomérats dans les Grandes-Rousses, y voyait (1903) les témoins d'une très ancienne chaîne alpine, maintenant complètement démantelée.

_ Planche 5 _

Sédimentation		Facies cristallophylliens	Groupes	Zonéographie
arénacée avec éléments volcaniques remanies: "Graywackes" et intercalations de phtanites.		Schistes de Neyza.	Lac	Micaschistes supérieurs.
		Schistes noirs. Micaschistes feldspathiques	Blanc.	
alternativement arénacée et pélitique.		Leptynites et brèches avec intercalations de micaschistes à deux micas et conglomérats métamorphiques.	Haute	Micaschistes inférieurs.
pélitique.		Leptynites avec intercalations de gneiss.	Sarenne.	Gneiss supérieurs.
		Gneiss.		

C.- RAPPORTS EXISTANT ENTRE LES DEUX GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS
(Pl. 5)

1) Rapports zonéographiques

La grande majorité des schistes cristallins du versant savoyard des Grandes-Rousses appartient, selon les principes de la classification établie par J.JUNG et M.ROQUES, à la zone des Micaschistes supérieurs caractérisée par ses minéraux repères: chlorite séricite.

Le développement de ces minéraux est, nous l'avons vu, le fait d'une rétro-morphose affectant la série cristallophyllienne qui est donc polymétamorphique. Cette rétro-morphose a respecté quelques îlots de schistes cristallins qui fournissent de précieux repères pour l'établissement de la zonéographie ancienne. Le groupe de la Haute Sarenne peut être ainsi placé à cheval sur les zones des Micaschistes inférieurs et des gneiss supérieurs.

L'îlot du Col du Couard permet de ranger la bande orientale du groupe du Lac Blanc dans la zone des Micaschistes inférieurs; les schistes du Lac de Neyza appartiennent à la zone des Micaschistes supérieurs. Les schistes du Lac Blanc plongeant sous les micaschistes et les gneiss du groupe de la Haute Sarenne, la série cristallophyllienne est donc renversée.

2) Rapports stratigraphiques

Les faits suivants permettent de les définir :

a) Le passage d'un groupe à l'autre est progressif; il s'opère sur une zone de 500 m. où s'associent étroitement les faciès arénacés et les faciès pélitiques. Ceci suppose une sédimentation irrégulière, correspondant à une période d'instabilité.

b) Il est impossible de mettre en évidence une discordance entre les deux groupes et rien n'oblige à l'admettre sur le versant savoyard des Grandes-Rousses. Les conglomérats représentent plutôt des variations locales de sédimentation qu'ils n'indiquent une transgression.

Le groupe de la Haute Sarenne et le groupe du Lac Blanc dérivent probablement d'une même série sédimentaire à dominance arénacée au sommet, pélitique à la base, avec une zone intermédiaire d'alternance des deux faciès.

3) Conclusions.

Comment intégrer ces nouvelles observations dans l'ensemble des connaissances que l'on possède sur le massif des Grandes-Rousses ?

P.GIRAUD note la parenté lithologique existant entre les schistes du Lac Blanc et les chloritoschistes associés aux amphibolites du groupe d'Huez. Il établit ainsi une série occidentale normale allant des migmatites de Bourg d'Oisans aux micaschistes supérieurs du groupe du Lac Blanc, en passant par le groupe d'Huez correspondant aux zones des Gneiss supérieurs et des Micaschistes inférieurs. Pour lui, le groupe de la Haute Sarenne, isolé de l'ensemble de la série cristallophyllienne par la granulite des Petites Rousses et le coin synclinal houiller occidental, représente un élément à part. Or, dans le secteur Nord des Grandes-Rousses, il y a continuité entre le groupe de la Haute Sarenne et le groupe du Lac Blanc.

Si la continuité entre groupe d'Huez et groupe du Lac Blanc est établie d'autre part, on doit admettre que la structure des Grandes-Rousses est celle d'un vaste synclinal, couché vers l'Ouest, dont l'axe est occupé par les schistes du Lac Blanc. Dans ce cas, il faut également admettre que le groupe de la Haute Sarenne passe latéralement au groupe d'Huez.

Zonéographiquement homologues, ces deux groupes sont de faciès et d'origine très différents. Le groupe d'Huez dérive, suivant P.GIRAUD, d'une série calcomagnésienne; le groupe de la Haute-Sarenne d'une série pélitique alumineuse. Or, il n'existe dans les Grandes-Rousses aucun point de contact des deux groupes qui permette d'observer le passage d'un faciès à l'autre et de confirmer cette hypothèse, laquelle est uniquement fondée sur des analogies lithologiques.

Etant donné l'appartenance des groupes du Lac Blanc et de la Haute-Sarenne à une même série cristallophyllienne renversée, et l'absence de passage visible entre le groupe de la Haute Sarenne et le groupe d'Huez, la seule solution valable est d'admettre que cette série renversée est distincte de la série normale d'Huez et de Bourg d'Oisans.

Si cette solution ne tient pas compte des analogies lithologiques des groupes d'Huez et du Lac Blanc, elle est étayée par l'existence, entre ces deux groupes, d'une discontinuité tectonique, la faille de l'Alpetta, élément structural majeur du socle du massif.

II - LES GRANITES .

Le versant Nord des Grandes-Rousses ne montre que de rares affleurements des granites définis par P.GIRAUD dans l'ensemble du massif. Ils se rattachent à deux types, le granite de l'Alpetta et la granulite des Petites Rousses.

A - LE GRANITE DE L'ALPETTA.

Il affleure au Col du Couard et près du Lac de Neyza, à 3 Km. à l'Est du gisement où il a été défini. C'est une mince bande coïncée entre les schistes du Lac Blanc. Très hétérogène, il montre des porphyroblastes de microcline alignés dans une pâte verte.

Micrographie : granite syntectonique. Col du Couard. JL 316.

LM 7.398 (Pl. 4 fig.1) .

Minéraux:

Quartz extinction roulante
Microcline 2V = -76
Oligoclase séricitisé
Biotite très polychroïque,
légèrement chloritisée sur les bords,
Sphène idiomorphe, apatite, zoïsite, zircon, calcite.

La structure est à cloisons de quartz en réseau et de phyllites.

Le microcline est poecilitique et renferme de l'oligoclase et du quartz.

La cataclase intense a fissuré les porphyroblastes; ces fissures sont comblées par de la calcite.

Il est difficile de préjuger de la nature de ce granite et de ses rapports avec la série cristallophyllienne. Les affleurements sont trop réduits et la roche est en trop mauvais état pour cela. Sa composition minéralogique et sa structure permettent seulement de l'assimiler sans aucun doute au granite de l'Alpetta que P.GIRAUD interprète comme un granite migmatique ou syntectonique.

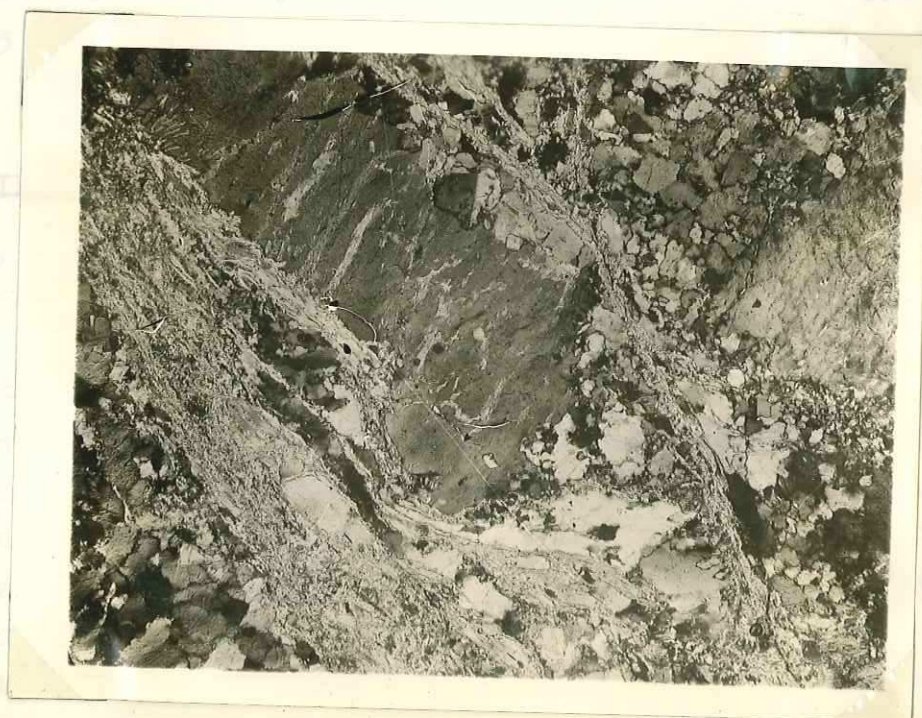
B - LA GRANULITE DES PETITES ROUSSES

Le terme de granulite s'applique ici à un ensemble de roches très leucocrates dont le mode de gisement est très varié. Malgré

FIG.1x32



FIG.4 x32



la cataclase qui banalise les faciès, la structure et l'aspect de la roche sont liés de façon étroite à son mode de gisement.

1) La granulite protogneissique

Elle se présente, dans le Nord des Rousses, en lentilles réduites, concordantes dans les micaschistes. Le contact est net avec la roche encaissante.

La granulite est très blanche, nettement orientée, avec des yeux de feldspaths.

Micrographie : Granulite protogneissique. Croix de Picheux.

JL 97. LM. 564. (Pl.4, fig.4)

Quartz	Muscovite
Microcline perthitique poecilitique	Apatite
Oligoclase.	Zircon

La structure est orientée. Les phénoblastes de microcline se sont développés entre des cloisons de muscovite et de quartz en réseau. Ils sont très généralement perthitiques et poecilitiques, englobant du quartz et des plagioclases.

Etude chimique : Même provenance.

Analyse 665 - Analyste: C.Sanitas. Clermont 1957.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O+	H ₂ O -
75,60	14,35	0,80	0,30	0,50	0,40	2,90	4,35	0,10	0,85	0,05 =
										<u>= 100,20.</u>

Paramètres CIPW = p=1 q=3' r=1' s=3

Chimiquement, la granulite ^{de neissique} ~~progénique~~ est donc un granite holo-leucocrate.alcalin.

2) Les Migmatites hétérogènes.

La granulite injecte la série cristallophyllienne, mais le mélange est rarement intime. Je n'ai pas pu observer les embréchites ou les gneiss ocellés que signale, au Sud, P.GIRAUD. On observe seulement des veines de granulite à l'intérieur des micaschistes déterminant des associations de type épibolite ou diadysite. Ce phénomène est, lui-même, assez rare. On note une feldspathisation

des micaschistes encaissants sur une épaisseur très faible, de l'ordre du millimètre. De son côté, la granulite se charge d'éléments noirs.

Micrographie - Migmatite de l'Aiguille Rousse. JL 143 LM 7.416.

Quartz	Séricite
Microcline perthitique-2V=78	Chlorite
Oligoclase	Apatite calcite épidote
Phengite	Tourmaline verte et brune.

La structure est à cloisons de phyllite et de quartz. On n'observe aucune orientation.

Migmatite 500 m. Est du Col de la Croix de Fer. LM 7.505

Quartz	Séricite
Microcline perthitique & poecilitique	Biotite chloritisée
Oligoclase	Apatite, Zircon
Muscovite	Sphène, ilménite.

La structure est orientée. Le microcline, très poecilitique, s'est développé en repoussant des cloisons de biotite et de muscovite.

C - CONCLUSION.

Le versant Nord des Grandes-Rousses est pauvre en granites. La granulite arrive ici à la limite de sa zone d'influence. La migmatisation est en effet très faible et ne modifie en rien l'aspect des schistes cristallins qu'elle affecte. Le mode de gisement le plus caractéristique est celui de la granulite syntectonique homogène, en lentilles concordantes.

Postérieurement à la série cristallophyllienne qu'elle injecte, la granulite des Grandes-Rousses est antérieure au congrégat stéphanien qui la remanie. La faible quantité de zircon qu'elle renferme n'a pas permis de mener à bien la détermination de son âge absolu qui, en dehors de l'intérêt qu'il présente en lui-même, ~~seul~~ pourrait fournir des précisions sur celui de la série encaissante.

Le granite de l'Alpetta est trop peu représenté et dans de trop mauvaises conditions pour qu'il soit possible de préciser son rôle dans la structure de la terminaison Nord du massif.

Comme les schistes cristallins, les granites ont subi un métamorphisme rétrograde dont l'action se marque par la chloritisation des biotites, la séricitisation des plagioclases, une recristallisation du quartz. Il est très important de remarquer que l'affleurement de granite se trouvant dans l'îlot du Col du Couard n'a, pas plus que les schistes du Lac Blanc, subi cette rétro-morphose.

Cela donne une valeur vraiment topographique à ces îlots épargnés par le métamorphisme rétrograde, quelle que soit la nature des roches qui les constituent.

Par ailleurs, l'intense cataclasme observé dans ce granite prouve que ce mécanisme seul ne peut déterminer les effets attribués à la rétro-morphose.

III - TECTONIQUE ANTEHOUILLE .

Les schistes cristallins et les granites, dans leur structure et leur gisement, portent la marque d'intenses mouvements tectoniques. Au-delà des mouvements poststéphanien, hercynien et alpin, qui ont affecté le vieux socle, il est possible de retrouver trace des phases tectoniques antérieures qui lui sont propres.

I) La présence de conglomérats et de brèches métamorphiques intercalées entre les deux groupes de la série cristallophyllienne, sans marquer pour autant une discordance, implique une nette instabilité ~~importante~~ au cours de la sédimentation.

2) Les pendages varient de 30 à 60° E. Les directions observées dans l'ensemble de la série sont très constantes et voisines de N 10° E. Ces directions et ce pendage sont ^{indubitablement} dus à une phase hercynienne antéstéphanienne. Bien que les contacts normaux, existant entre les poudingues et les conglomérats houillers et la série cristallophyllienne qu'ils remanient, rendent difficile la mise en évidence d'une discordance angulaire du houiller, celle-ci apparaît avec une grande netteté au Grand Sauvage. Les bancs de poudingue du Mont Peñaux dessinent une belle voûte anticlinale, axée sur le glacier Est, soulignée par des vires de neige, qui vient buter contre les micaschistes de la paroi Nord du Grand Sauvage. Le contact a lieu sous la glace au niveau du col déparant les points 3.217 et 3.169, et le long du couloir qui en part et rejoint le glacier de Saint-Sorlin (Pl.8. fig.1).

Ce contact est tectonique; mais la discordance angulaire n'en est pas moins évidente entre les micaschistes du Grand Sauvage du type de Haute Sarenne banal, dont la direction et le pendage sont identiques à ceux de l'ensemble isoclinal des schistes cristallins du massif, soit: 60° N 10° E., et les poudingues stéphanien. Ceux-ci ont donc remanié une série déjà métamorphique et redressée.

2ème Partie

LE HOULLER

HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE

I - LE SYNCLINAL OCCIDENTAL

II - LE SYNCLINAL ORIENTAL

A) LOCALISATION

B) STRATIGRAPHIE

C) CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE

D) ETUDE PETROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE

1. Etude pétrographique de l'ensemble détritique de base.

- γ a) ^{les} ~~les~~ conglomérats
- b) les arkoses
- c) les psammites et les schistes

2. Etude pétrographique et chimique du complexe volcanique.

- a) Ensemble trachytique
- b) Ensemble rhyolitique.

3. Le métamorphisme du Houiller.

III - TECTONIQUE.

LE HOUILLER

HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE

On connaît depuis longtemps, par les travaux de DAUSSE (1835), de GUEYMARD (1844) et de Ch. LORY (1864) l'existence de "terrains anthracifères" dans les Grandes-Rousses. P. TERMIER (1894), le premier, a vu l'unité du synclinal houiller occidental, précisé l'importance essentielle des laves et des tufs associés aux grès et aux conglomérats du synclinal oriental, enfin marqué nettement la discontinuité existant entre les terrains cristallins et le Houiller, point capital que P. GIRAUD (1952) a de nouveau mis en lumière.

La flore abondante des niveaux schisteux et psammitiques a permis à TERMIER de placer les dépôts houillers des Rousses sur le même plan que l'étage de Rive-de-Giers, c'est-à-dire au Stéphanien inférieur. P. BELLET (1933) reprend l'étude systématique de la flore et lui attribue également un âge stéphanien inférieur. C'est ^{aussi} également la solution proposée, tout récemment, par P. BORDET et P. CORSIN (1951), après examen de la flore des schistes de Mondor. Au bord de la route du Col de la Croix de Fer, près du Lac du Laitalet, un nouveau gisement m'a fourni, outre un certain nombre d'espèces déjà définies dans le gisement précédent, Pecopteris ^PPlatoni et Callipteridium pteridium, obligeamment déterminés par P. CORSIN, qui s'ajoutent aux nombreuses espèces déjà connues pour caractériser le Stéphanien A.

I - LE SYNCLINAL OCCIDENTAL

Localisation.

Les schistes et les grès houillers du synclinal occidental ou synclinal de l'Herpie, affleurent tout au long du flanc occidental des Rousses, dans les arêtes rocheuses taillées entre les glaciers du flanc Ouest du Massif. P.TERMIER (1894) avait cartographié le pincement du synclinal sous le Glacier des Rousses. Avec P.GIRAUD (1952), j'ai attribué au Houiller une langue fine de grès et de schistes noirs stériles intercalés dans les schistes du Lac Blanc à l'Ouest de la Cime de la Cochette. Cette langue réapparaît au Nord, près de l'arête dominant au N.E. la cabane de la Cochette.

Au Sud du Col, côté 2.274, entre les côtes 2340 et 2350, affleurent des schistes, des grès et des psammites coincés avec des dolomies du Trias dans les schistes du groupe du Lac Blanc.

Il convient de remarquer, qu'appliqué à ce gisement du Houiller pincé dans le socle, le terme de synclinal est pris ici au sens large et ne correspond à aucune structure synclinale, ni des sédiments houillers, ni de la série cristallophyllienne sous-jacente. En toute rigueur, il serait donc préférable de définir par le terme de "coin" ou de "sillon" ce gisement qui est également celui du synclinal houiller oriental et du synclinal médian mésozoïque.

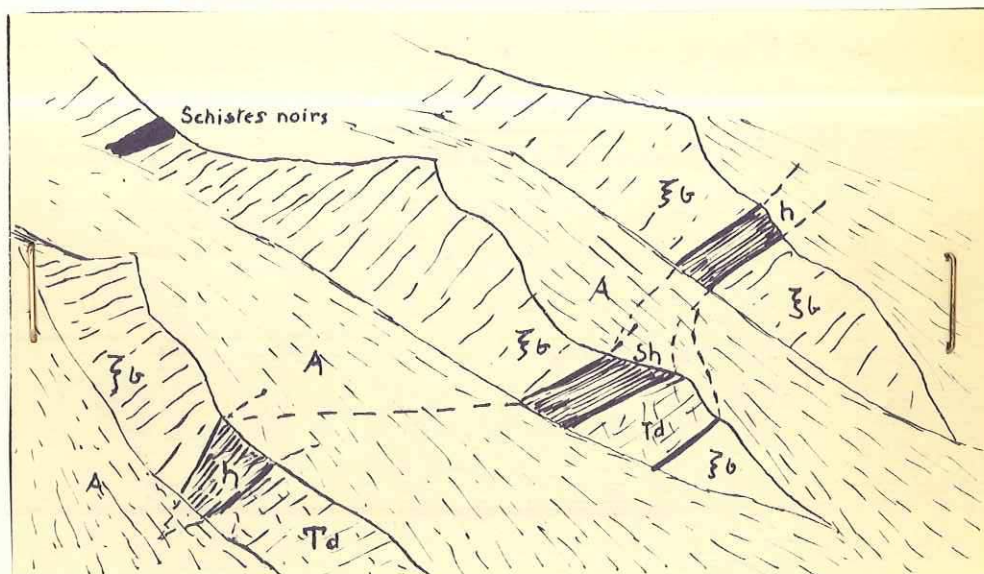
Description.

Les sédiments houillers sont tout à fait semblables à ceux que j'ai pu observer à l'Herpie. Les schistes noirs, à empreintes végétales indéterminables, alternent avec de minces bancs de grès et d'arkose. L'ensemble est laminé à l'extrême et ne dépasse pas 6 m. de puissance. Néanmoins son intérêt est grand par la symétrie de structure qu'il introduit dans cette

terminaison septentrionale des Grandes-Rousses.

Le problème du lambeau des Demoiselles.

Après GUEYMARD, (1844), P.TERMIER (1894), note à cet endroit un affleurement très important de Houiller dont il fait un lambeau détaché tectoniquement du synclinal de l'Herpie. Il lui attribue une épaisseur considérable. Je n'ai pu retrouver, en dehors de la mince bande décrite ci-dessus, aucun indice de ce lambeau. Il est possible qu'il y ait eu confusion avec les schistes noirs qui, à cet endroit, sont particulièrement abondants et représentent, on l'a vu, (p. 10) un faciès particulier du groupe cristallophyllien du Lac Blanc.



II - LE SYNCLINAL ORIENTAL

A - LOCALISATION.

Le synclinal houiller oriental des Grandes-Rousses borde le Massif du Freney d'Oisans au Col du Chaput. Il prend une extension particulière dans la région étudiée où il atteint 2 Km. de large au niveau du Col de la Croix de Fer. Depuis le col glacé des Quirliès, il se développe sur les flancs du Grand Sauvage et dans le Mont Peiaux. Les sédiments houillers constituent, de l'Aiguille Rousse au Col de la Croix de Fer, la chaîne des Perrons et tout le vaste espace de roches moutonnées qui la borde vers l'Est.

Les contours de la carte au 80.000° de Saint-Jean-de-Maurienne sont erronés quant à la limite Nord du synclinal. Notée au Col Bellard, près de l'Ouillon, elle est en réalité bien plus septentrionale. Les terrains houillers, après un ennoyage local au Col Bellard, réapparaissent sous leur couverture mésozoïque crevée, dans le fond du ravin des chalets de T^echette. J'ai pu les suivre sur 3 Km. environ jusqu'à la latitude du Col de Chaput.

B - STRATIGRAPHIE.

Quatre coupes à travers le synclinal permettent d'établir une stratigraphie des terrains houillers. (Pl. 6). Elle est étayée par l'étude pétrographique des laves qui fera l'objet d'un chapitre suivant.

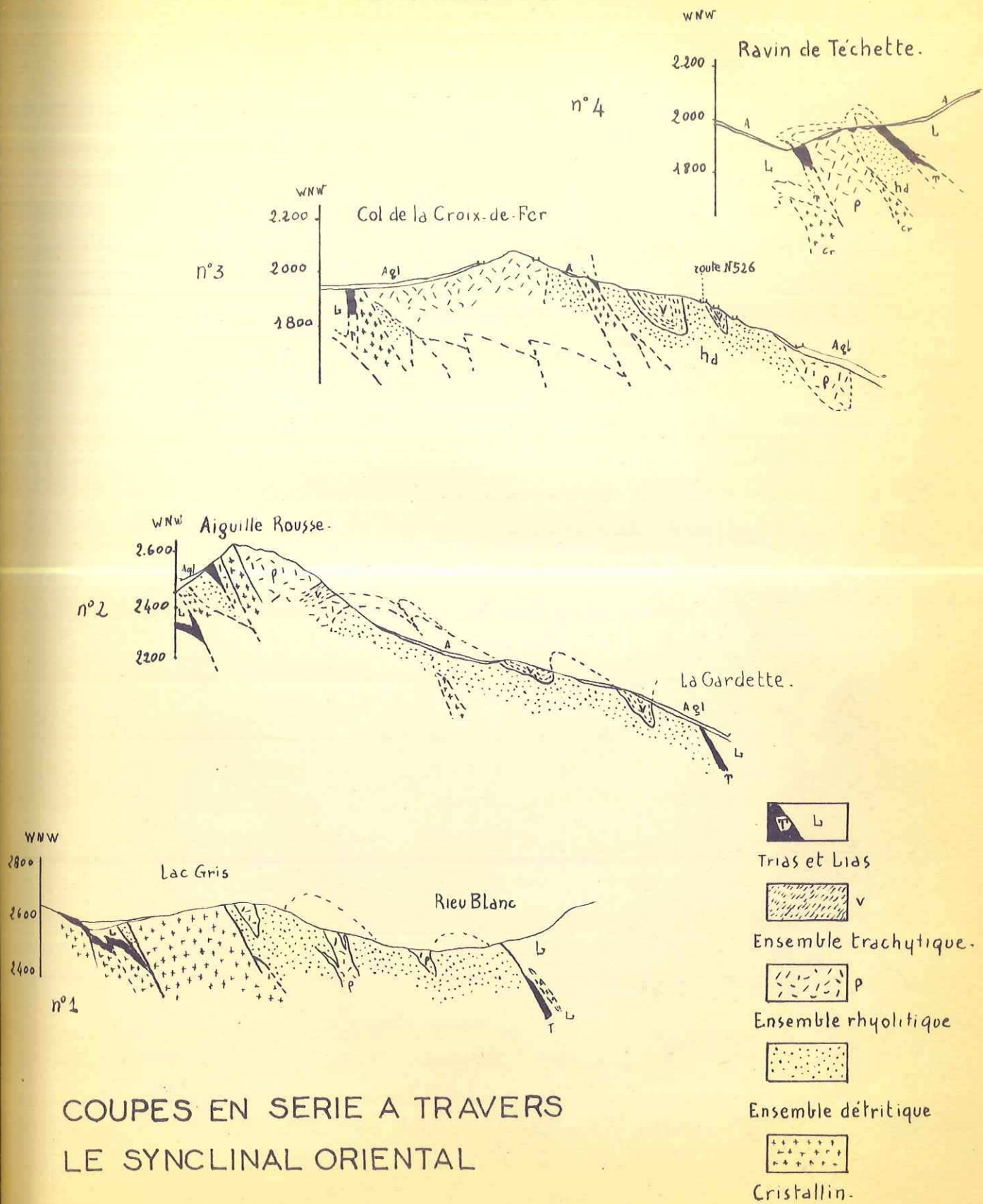
Coupe N°1 Front du Glacier de St-Sorlin d'Arves.

On relève, de la base au sommet, les formations suivantes:

1° Ensemble détritique : 400 m. environ.

Il est caractéristique par l'alternance de bancs de conglomérats et d'arkoses, épais de 1 à 4 m. et de quelques décimètres de Schistes noirs et de psammites.

PLANCHE 6



COUPES EN SERIE A TRAVERS
LE SYNCLINAL ORIENTAL

Fig. I Le Grand Sauvage et le Mont Peñaux vus du Nord.

On voit les ~~bases~~ de conglomérats (Ng) dessiner un anticlinal à grande rayon~~e~~ de courbure et venir buter contre l'écaille de micaschistes qui constitue la dalle Nord et le sommet du Grand Sauvage.

Fig. II Intrusion de dacites dans les conglomérats près du ~~front~~ du Glacier de Saint-Sorlin.

Fig. III Coulée prismée de Trachy-andésite (flanc Est de l'Aiguille Rousse).

Fig. IV La même, ~~Vue~~ dans son ensemble.
La zone prismée (Cp) est encadrée par des faux prismes (f.p.) L'ensemble est interstratifié dans les tufs rhyolitiques (tv).

PLANCHE 7



FIG. 1



FIG. 2



FIG 3



FIG 4

2° - Laves (dacites) 50 m.

Elles se présentent en dykes recoupant l'ensemble détrit-
tique de base en sills ou en coulées.

Coupe N°2 Aiguille Rousse.

1°- Ensemble détritique 300 m. ?

Le faciès est identique. Toutefois les niveaux supérieurs renferment des galets ou des projections de dacite mêlés à des galets cristallins.

2°- Tufs de l'Aiguille Rousse 50 m.

3°- Coulée de trachyte du Mollard - Riétour (100m. Pris-
mée à l'Aiguille Rousse où l'épaisseur n'est que de
40 m.).

4°- Tufs rhyolitiques des Perrons (200 m.).

Coupe N°3 Col de la Croix de Fer.

1°- Ensemble détritique de base (20 à 100 m.)

2°- Coulée de trachyte du Laitalet (80 à 100 m.)

3°- Tufs rhyolitiques des Perrons (200 à 300 m.)

Coupe N°4 Ravin de Techette.

1°- Ensemble détritique - épaisseur inconnue

2°- Tufs rhyolitiques - id.

C - CONCLUSIONS ET PALEOGRAPHIE.

Le synclinal oriental des Rousses est donc caractérisé par la présence constante d'un ensemble détritique de base, surmonté d'un complexe volcanique puissant.

L'ensemble détritique: L'alternance régulière de conglomérats, d'arkoses et de schistes noirs ou de psammites caractérise la sédimentation cyclique, qui est à l'origine de l'ensemble détrit-
tique subsident du synclinal oriental. Les conglomérats sont, de loin, les termes les plus représentatifs de l'ensemble. Ils marquent la dominance des dépôts torrentiels dans l'ensemble du synclinal. La taille des galets y est très variable. Au Grand

Sauvage et au Mont Peiaux ils atteignent un mètre de diamètre. Vers le Nord, progressivement, la taille diminue et se stabilise autour de 5cm. avec un retour aux gros blocs près des chalets du Fond de la Balme. En même temps, l'épaisseur de l'ensemble décroît vers le Nord. La subsidence était donc à cet endroit plus faible que dans la zone du Grand Sauvage, la sédimentation plus régulière et fine.

Sur la bordure Ouest du synclinal, les arkoses dominant. Leur épaisseur atteint 80 m. à l'Aiguille Rousse. Elles marquent probablement l'existence d'un bassin subsident particulier, sous-trait aux influences torrentielles au bord du bassin principal.

La richesse en feldspaths non roulés, des grès et du ciment des conglomérats témoigne de la proximité des bassins de sédimentation et de la chaîne cristalline en proie à l'érosion. P.TERMIER place cette chaîne à l'Est du synclinal, approximativement sur l'emplacement actuel de l'arête liasique du Mas de la Grave, en raison de la répartition générale des faciès dans les terrains houillers du Massif. Mes observations ne me permettent pas d'émettre une opinion à ce sujet.

Le complexe volcanique: Deux points, contradictoires en apparence, permettent de préciser la position des laves par rapport à l'ensemble détritique stéphanien.

1°- Au front du glacier de Saint-Sorlin les dykes de dacite recoupent l'ensemble détritique. (Planche 7. fig.2).

2°- A l'Aiguille Rousse et au Col de la Croix de Fer les niveaux supérieurs du conglomérat renferment souvent, mêlés aux galets de cristallin, des éléments volcaniques : projections et parfois même galets roulés.

La première de ces observations affirme l'antériorité de l'ensemble détritique par rapport au complexe volcanique. La seconde précise cette position en datant du Stéphanien inférieur le début des éruptions qui ont ainsi commencé avant la fin du remplissage torrentiel du synclinal.

Les premières émissions dont on retrouve trace dans les niveaux supérieurs de l'ensemble détritique sont de type dacitique ou rhyolitique. Elles sont seules représentées au front du Glacier de St-Sorlin. Les tufs de l'Aiguille Rousse qui s'intercalent entre les ^{conglomérats} ~~poudingue~~ et la coulée prismée dépendent probablement de cette phase, totalement absente au Mollard et au Col de la Croix de Fer où les trachytes reposent à même les ^{conglomérats} ~~poudingue~~. Les coulées sont elles-mêmes recouvertes par les tufs des Perrons très épais, correspondant à une troisième et dernière phase. Dans le ravin de Techette, ces tufs sont en contact direct avec le conglomérat et il est vraisemblable que la terminaison Nord du Massif ne comporte pas de coulées. L'étroitesse de l'affleurement qui découvre le bord oriental très laminé du synclinal ne permet pas de l'affirmer. L'amygdale houillère* axiale, du synclinal médian, montre elle aussi un contact direct des tufs sur le conglomérat. Il est possible que les projections acides aient débordé à l'Ouest les coulées trachytiques. Ces tufs bréchoïdes et sans trace de sédimentation, sans apports détritiques, représentent sans doute un ensemble de projections aériennes non remaniées, du type "ignimbrites". Où étaient alors les points d'émission ? Le fait que les laves soient localisées dans le synclinal oriental et qu'il n'ait pu en observer dans le synclinal occidental ni dans les bassins houillers de Maurienne et du Briançonnais, amenait P. TERMIER à placer ces centres "sur le bord d'un axe cristallin orienté parallèlement à la crête actuelle des Rousses et occupant la position actuelle de la chaîne liasique du Mas de la Grave" (1894, p.223). La nature acide des laves, le caractère aérien des tufs, l'existence au Sud de venues de dacites à l'intérieur même des sédiments houillers, sont autant d'indices permettant de penser que les centres d'émissions étaient moins éloignés de la position actuelle du complexe volcanique.

Avant la discordance triasique il n'existe aucun repère qui permette de limiter dans le temps l'activité volcanique.

La solution de ce problème est à rechercher dans les analogies de faciès avec des séries plus complètes, solution d'ailleurs hasardeuse, qui existe peut-être dans les Alpes, en Maurienne, à Valloire, où J.FABRE, R.FEYS, C.GREBER (1950) signalent des phénomènes volcaniques dans le houiller et en Tarentaise : J. FABRE (1955).

Les bassins houillers du Massif Central sont eux abondamment pourvus de témoins de cette activité volcanique stéphanienne qui constitue un excellent repère entre Stéphanien inférieur et Stéphanien moyen. La comparaison des caractères pétrographiques et chimiques des laves des deux provinces montrera si cette corrélation est valable.

D - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE.

1 - Etude pétrographique de l'ensemble détritique de base.

a) - Les Conglomérats.

Les galets sont de même nature que les roches du socle antéstéphanien des Rousses. On retrouve en grande abondance la granulite des Rousses et les micaschistes du Lac Blanc. Les niveaux supérieurs renferment, nous l'avons vu, des galets de dacite mêlés aux galets cristallins. La pâte est, très généralement, arkosique.

IM.7.40I. Poudingue Pont aval sur la route du Col de la Croix de Fer.
Echant. JL 700.

Galet: Quartz persillé en réseau Microcline -2V=80°
Oligoclase Muscovite
Composants et structure de la granulite des Rousses.

Pâte: Quartz Phengite
Oligoclase séricitisé Tourmaline
Microcline Calcite

Les différents constituants sont recimentés par du quartz secondaire. L'oligoclase est très séricitisé. On note la présence d'un filon sécant de quartz et de dacite.

Fig. I. Rhyolite Glacier de St-Sorlin = LM = 7416. Analyse 640 -

La structure est microgrenue. La plage de quartz (Q) est corrodée en doigt de gant.

- Or = Orthose
- An = Andésine
- Bi = Biotite

L'ilménite est fréquente dans la pâte.

Fig.II. Trachyandésite Col de la Croix de Fer. LM.7625.

La structure est caractéristique des trachytes avec de fins microclithes d'orthose (Or) dans une pâte plus ou moins dévitrifiée.

On note la présence de Quartz corrodé (Q) & d'Andésine. (An)

Fig.III. Tufs sériciteux - Tevaro - L.M. 7.524

Développement d'une pâte sériciteuse orientée, englobant des cristaux d'andésine, cataclasée, mais très fraîche.

L'ilménite se présente ici en amas noirâtres.

Fig.IV Arkose houillère. Lac du Laitalet L.M. 429.

"Pressure shadow" Le quartz s'est développé normalement aux faces p de la pyrite, selon une direction préférentielle indépendante de l'orientation du cristal support.

PLANCHE 8

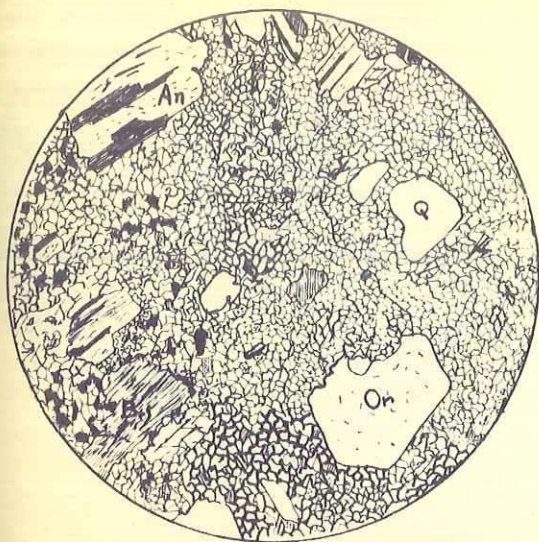


fig 1 (x32)

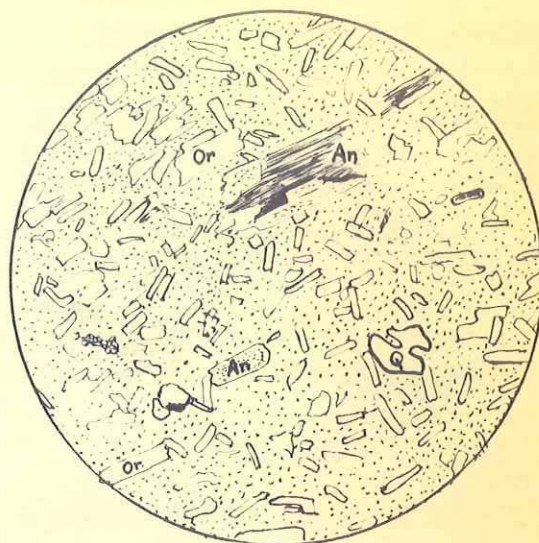


fig 2 (x32)

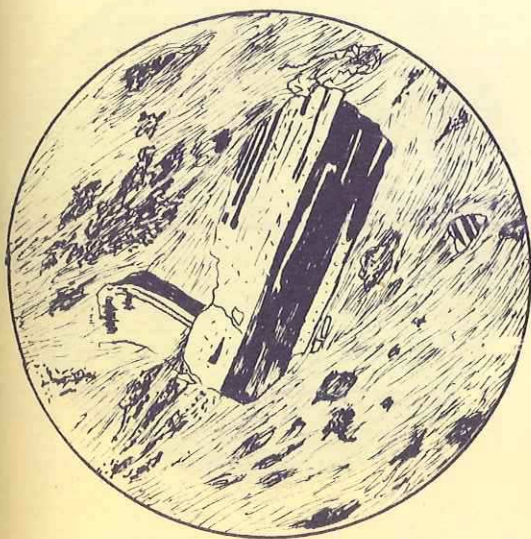


fig 3 (x32)

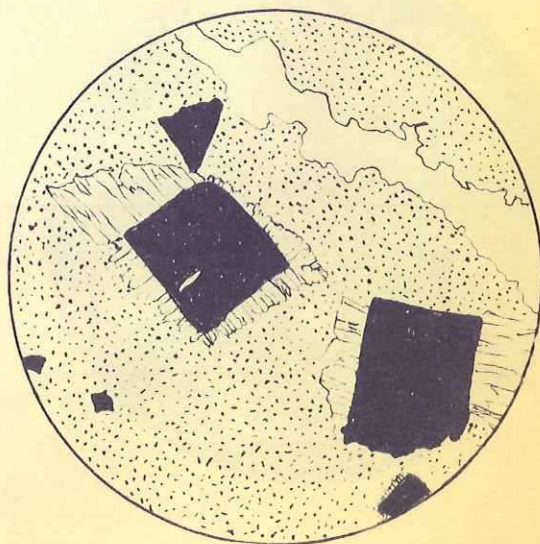


fig 4 (x32)

PLANCHE 8



FIG.1 x 32



FIG.2 x 60



FIG.3 x 32

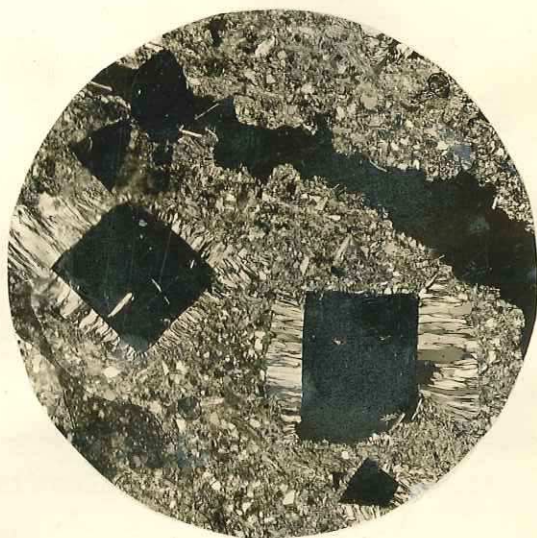


FIG.4 x 32

b) - Les arkoses.

Dans un même banc le passage est continu des conglomérats aux arkoses. Celles-ci sont généralement associées aux conglomérats à petits galets ~~et aux conglomérats~~, plus rarement aux conglomérats à blocs. Elles représentent la plus grande masse des sédiments houillers de bordure du synclinal, à l'Ouest de la chaîne des Perrons.

1° Arkose stéphanienne 300 m. E. du Col de la Croix de Fer
L.M. 427 - Ech. J.L. 72.

Quartz
Microcline
Oligoclase séricitisé
Chlorite avec reliques de biotite en sandwich & sagénite
Phengite en plaques - $2V=10^\circ$
Apatite - zircon
Ilménite - pyrite.

2° Arkose stéphanienne id. id.
L.M. 428 - Ech. J.L. 75
(Planche 8 - Figure 4)

Quartz biotite
Microcline oligiste pseudomorphosant la pyrite
Oligoclase tourmaline.

Remarque: présence de quartz en pressure-shadow.

Cette composition est à peu de chose près celle de la pâte des ~~poudingues~~ ^{conglomérats}. On notera que pour des échantillons pris assez près l'un de l'autre, il existe des différences essentielles. La lame mince 427 montre en effet une transformation nette des plagioclases, une chloritisation de la biotite, un développement de phengite. La lame 438 ne porte pas trace de ces transformations. On remarque que le phénomène de recristallisation du quartz s'est localisé de façon curieuse autour des cubes de pyrite. 7. RAVIER, (1957) signale un tel phénomène dans des calcaires albiens non métamorphiques des Pyrénées. Il l'interprète comme un remplissage par le quartz d'un espace laissé libre par une rotation du cube de pyrite. Pour E. HEINRICH (1956) le quartz se serait développé,

dans une zone soumise à une pression à "l'ombre" du cristal de pyrite. Cette dernière interprétation explique le développement préférentiel du quartz selon une direction qui paraît totalement indépendante de l'orientation du cube de pyrite et qui coïncide avec la schistosité. Enfin, quelle que soit l'ampleur de leur développement, l'allongement des cristaux de quartz est toujours normal aux faces P de la pyrite (ce qui rapproche peut-être cette association particulière d'un phénomène d'épitaixie)?

Les "pressure-shadows" sont extrêmement fréquents dans les sédiments houillers. On les trouve également dans les schistes cristallins et la granulite, mais ils sont alors plus restreints et beaucoup moins spectaculaires. Nous aurons l'occasion d'en décrire à nouveau au cours de l'étude des sédiments triasiques.

c) Les psammites et les schistes:

Ces deux types sont toujours ^{choitement} ~~fréquemment~~ associés et s'intercalent régulièrement dans les bancs de poudingues ou d'arkoses, quelque soit le module.

La composition minéralogique des psammites n'est pas différente de celle des arkoses. Les phyllites sont plus abondantes. La biotite est parfois chloritisée, quelquefois intacte, à Téchette par exemple. De la même façon, les plagioclases sont séricitisés ou non. La tourmaline est présente partout. Le grain est plus ou moins grossier. Les psammites fines ont conservé de belles empreintes de Calamites et de Lépidodendron. Les schistes intercalés dans les psammites sont pétris d'empreintes végétales plus ou moins bien conservées, souvent pseudomorphosées en ~~séricite~~ là aussi, le quartz a recristallisé en "ombre" autour des cubes de pyrite.

2° - Etude pétrographique et chimique du complexe volcanique.

Des analyses chimiques récentes et une nouvelle étude pétrographique m'ont permis de définir un ensemble rhyolitique et un ensemble trechytique dans le complexe volcanique du synclinal.

a) Ensemble trachytique:

Ce sont les coulées. Les laves qui s'intègrent dans cet ensemble sont caractérisées par leur grande homogénéité à l'échantillon, leur dureté, leur couleur uniformément vert sombre en cassure fraîche, vert pâle ou presque blanche lorsqu'elles sont altérées.

Etude pétrographique :

1) Col de la Croix de Fer (Planche 8. fig. 2)

Orthose $2V = -70^\circ$

Andésine: An 40 à 45% séricitisée et saussuritisée

Quartz primaire rare, en belles plages entourées de calcite secondaire, le quartz ayant probablement joué le rôle de support de cristallisation.

Calcite en éponge dans le fond de la lame.

Pyrite et ilménite.

La structure est microlitique, à microlites d'orthose. C'est une structure trachytique typique.

2) Lac du Laitolet. L.M. 7.381

Orthose en microlites et phénocristaux de 1 à 2 mm. - $2V = 70^\circ$

Andésine An 45% séricitisée, en microlites et cristaux de 1 mm

Quartz entouré de calcite

Calcite plus rare dans le fond de la lame

Pyrite et ilménite

Séricite dans le fond de la lame.

Structure identique.

3) Aiguille Rousse. L.M. 7.351

Orthose - $2V = 72^\circ$

Pyrite

Andésine An 35-38% séricitisée Serpentine ?

Quartz rare

Calcite

Actinote ?

La roche est très altérée, ce qui rend les déterminations délicates. La structure reste identique.

Etude chimique

.

Etude chimique:

(Analyste Y. CHALEIL. Clermont 1957).

: Analyse 1	: Analyse 2	: Analyse 3
: Trachyandésite	: Trachyte	: Trachyte
: Col de la Croix	: Lac du Laitolet	: Aiguille Rousse
: de Fer		

SiO ₂	57,75	59,40	51,95
Al ₂ O ₃	18,05	17,55	16,50
Fe ₂ O ₃	0,95	0,80	1,05
FeO	4,85	4,40	6,25
MgO	4	3,50	7
CaO	2,40	2,40	4,00
Na ₂ O	2,50	3,20	4,05
K ₂ O	5,35	5,45	2,65
TiO ₂	0,65	0,50	0,75
MnO	0,10	0,10	0,10
CO ₂	0,85	nd	1,30
H ₂ O+	2,75	2,75	3,55
H ₂ O-	0,20	0,40	0,25
TOTAL . . .	100,35	100,45	99,40

Etant donné l'importance du CO₃Ca dans les analyses 1 et 3, le CO₃ a été dosé et les paramètres de LACROIX et de NIGGLI calculés en considérant successivement le CAO correspondant comme primaire et comme secondaire.

Paramètres C I P W.

	Col de la Croix de Fer	Lac du Laitolet	Aiguille Rousse
CO ₃ Ca	: 'II (4) 5 2 '3 Orthose	: 'II '5 2'3 $\frac{O}{P}=0,82$: II.5.'3.4 $\frac{O}{P} = 0,29$
conservé	: 0,95	: Plagiocl:	: :
éliminé	: II (4) 5 2 '3	: :	: II 5 2 4

Les laves de la Croix de Fer se rangent dans le groupe des latites ou des trachyandésites. La valeur (4)5 ou 15 du para-

mètre q accentue leur caractère hybride. Les laves de l'Aiguille Rousse sont des trachytes akéritiques, la valeur du paramètre p donnant une grande importance aux barylites.

Paramètres de Niggli :

		Si	Al	fm	c	alk	k	mg
Analyse	I	188	35,40	37,50	8,35	18,75	36,30	52,70
"	2	220	35,50	33	9	22,5	53	54
"	3	149	27,25	44,85	12	15,90	30,80	63,70

Ces paramètres permettent d'assimiler ces roches au magma lamprosyénitique - lampromonzonitique de Niggli, dont le type a les paramètres suivants :

Si	Al	fm	c	alk	k	mg
160	25	46	12	17	50	60

Cette assimilation est valable entre les valeurs suivantes :

Si	Al	fm	c	alk	k	mg
222/117	21.5/ 29.5	36/50	9,5 15,5	12.5/25	44/76	50/70

On voit que les laves de l'Aiguille Rousse s'alignent très bien sur ce type de magma. Il n'en est pas de même pour les trachy-andésites du Col de la Croix de Fer et du Laitalet. Le paramètre al, en particulier, est trop élevé; l'excès d'Al se traduit dans le calcul des paramètres C.I.P.W. par un pourcentage de 4'30% de corindon virtuel dans les trachyandésites du Col de la Croix de Fer.

Les résultats sont trop fragmentaires pour pouvoir permettre d'établir une composition moyenne et, à plus forte raison, une variation.

D'autre part, si l'élimination de la calcite n'entraîne pas de modifications majeures dans les paramètres américains, elle amène une chute du paramètre c de Niggli qui est déjà extrêmement bas, sans pour autant homogénéiser les résultats. Etant donné l'altération des plagioclases on peut considérer la chaux comme primaire.

b) Ensemble rhyolitique.

Cet ensemble groupe deux faciès, des tufs et des laves. Les laves sont les dacites localisées près du glacier. Elles ont un aspect identique à celui des trachytes; altérées, elles prennent cependant une teinte rouille qui leur appartient en propre. Les tufs constituent la grande masse des formations volcaniques du synclinal. Ils sont en général schisteux et présentent alors sur la tranche de petits nodules clairs dans une pâte verte. Au Col de la Croix de Fer, on en observe de très massifs. Ils sont bréchoïdes, avec des inclusions plus ou moins abondantes, de forme quelconque, de couleur plus sombre ou plus claire que la pâte verte. Ils prennent une patine claire, comme les trachytes.

Etude Pétrographique :

- 1 - Dacite. Front du glacier de St-Sorlin (Pl. 8 - fig.1)
Quartz primaire corrodé en doigt de gant L.M. 7.419.E.J.L.148
Quartz secondaire de recristallisation
Andésine An 35%
Microcline
Biotite avec sagénite
Sphène
Calcite, en grande quantité,
Ilménite.

La structure est holocristalline microgrenue.

- 2 - Tufs sériciteux. Aiguille Rousse (Pl. 8 - fig. 3) L.M. 7.524.
Quartz Séricite
Andésine 32-35% An Ilménite.

Les plagioclases sont cataclastiques et sériciteux, mais conservent leurs caractères et restent facilement déterminables. Les quartz et plagioclases baignent dans une pâte de séricite orientée, se développant parfois largement en paillettes dans une même direction.

- 3 - Nodule dans les tufs du Col de la Croix de Fer. L.M. 7.335

Au microscope, la structure apparaît cryptocristalline. Les seuls éléments visibles sont le quartz, la séricite et la chlorite.

4 - Tufs sériciteux de Téchette. L.M. 7527. E.J.L. 192 a

Quartz	Calcite (Peu)
Orthose	Ilménite
Plagioclase séricitisé	Zircon.
Phengite	

La structure est très particulière; on observe des nodules de rhyolite de 1mm. de diamètre environ, noyés dans un ciment sériciteux où se sont développées des paillettes de phengite.

Etude chimique

- 1: Glacier de St-Sorlin (An. Y.CHALEIL - Clermont 1957)
 2: Col de la Croix de Fer d° d°
 3: Chalets de Téchette d° d°

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>
SiO ₂	63,35	62,05	50,75
Al ₂ O ₃	17,0	19,40	26,05
Fe ₂ O ₃	0,35	0,40	4,10
FeO	4,	4,10	1,35
MgO	1,65	2,30	3,30
CaO	2,00	1,05	0,80
Na ₂ O	4,40	3,0	0,65
K ₂ O	4,15	5,40	8,00
TiO ₂	0,55	0,60	0,65
MnO	0,05	0,10	0,10
CO ₂	1,35	nd	nd
H ₂ O+	0,80	1,80	4,55
H ₂ O-	0,10	0,20	0,10
TOTAL	99,70	100,40	100,50

Les paramètres américains donnent les résultats suivants:

pour 1: 1(II) 4(5) 2 3(4) $\frac{\text{Orthose}}{\text{Plagioc.}} = 0,51$ = corindon virtuel 1,62 %
 pour 2: 1(II) 4 (I 2) 3 $\frac{\text{Or}}{\text{Pl}} = 1,02$ " " 6,63 %
 pour 3: 'II 4(5) (1)2 (1)2 $\frac{\text{Or}}{\text{Pl}} = 6,2$ " " 14,80 %

Ces paramètres rangent toutes ces roches dans le groupe des rhyolites calco-alcalines. Les tufs de Téchette seraient des rhyolites calco-alcalines perorthosiques; ceux de la Croix de Fer,

des rhyolites orthosiplagioclasiques, alors que l'échantillon du Glacier de Saint-Sorlin se rapprocherait d'une dacite, ce que laissent prévoir sa composition minéralogique et sa structure. Il s'agit, exactement, de l'équivalent d'une grano-diorite que JOHANNSEN (1913) nomme rhyo-dacite.

La variété de structure relevée dans les tufs incite à expliquer l'importance des variations de composition chimique par l'abondance plus ou moins grande du ciment sériciteux et à rechercher l'origine de la séricite dans un ciment argileux primitif. Dans ces conditions, en éliminant le ciment dans le calcul des paramètres, comme l'avait fait M. AUNIORD (1952) pour la brèche andésitique du Cantal, il paraissait possible de réajuster en partie les résultats des analyses. Le kaolin, de formule simple, constitué dans les proportions définies par les teneurs en eau de formation H₂O+ a été éliminé.

1- Analyse 1 recalculée. Dacite. Glacier de St-Sorlin.

	Si	Al	fm	c	alk	k	mg
	250	39,50	24,50	8,50	27,50	38	39,50
Kaolin éliminé	255	36,50	26	9	28,50	-	-

Ces paramètres assimilent la roche au magma granodioritique dont le type est défini par les valeurs suivantes des paramètres :

Si	al	fm	c	alk	k	mg
270	39	23	17	21	43	40.

Cette assimilation est variable valable entre les valeurs limites suivantes :

Si	al	fm	c	alk	k	mg
329/ 212	42/ 32,5	26,5/ 19	15/ 25	18/ 28	33/ 49	24/ 48

2- Analyse² recalculée - Tufs Col de la Croix de Fer:

	Si	al	fm	c	alk	k	mg
	238	43,50	28	4,50	24	54	47
Kaolin éliminé	242,5	36,50	31,50	5	27	-	-

Ces tufs rentrent dans le cadre du groupe de magma granitiques normaux dont le type est le suivant :

Si	al	fm	c	alk	K	mg
239	36,5	28	14	21,5	37	37

Les valeurs limites sont pour ce groupe :

Si	al	fm	c	alk	k	mg
270-250	40-30	31-24	12-15,5	25-20	59-31	16-53

Analyse 3 recalculée. Tufs sériciteux Techette

	Si	al	fm	c	alk	k	mg
	163,5	49,50	29,50	2,50	18,50	88	53
Kaolin éliminé	193	39	35,50	3	22,50	-	-

Les tufs sériciteux peuvent être intégrés au magma opdalidique dont le type est défini par les valeurs suivantes:

Si	al	fm	c	alk	k	mg
215	32	32	18	18	50	45

Les valeurs limites sont :

Si	:	al	fm	:	c	alk	:	k	:	mg
260-195	:	32 ±	5	:	14 - 24	:	63-27	:	64-27	:

Discussion des résultats :

Plusieurs remarques s'imposent :

- 1 - La teneur en Al_2O_3 , figurée par le paramètre al est toujours forte et augmente avec l'importance du ciment sériciteux^x
- 2 - alk diminue en même temps qu'augmente al
- 3 - corrélativement k augmente considérablement, en même temps que Na_2O tend à disparaître.
- 4 - fm augmente avec al et la proportion de ciment, cette augmentation portant essentiellement sur mg alors que la proportion d'oxydes de fer est stable avec une inversion du rapport $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ pour les tufs de Techette.
- 5 - c faible, diminue encore dans les tufs à forte proportion de ciment.

La formation de kaolin réajuste le paramètre al uniquement. L'augmentation de Mg corrélatrice à l'augmentation d'al

suffit à montrer que l'argile du ciment n'était pas purement silico-alumineuse. Il pourrait s'agir de montmorillonites dont l'existence expliquerait cette augmentation de la teneur en magnésium.

Reste l'excès de potasse constaté dans les tufs sériciteux de Téchette où par ailleurs la soude diminue considérablement. Ce phénomène, tout à fait normal, si on considère la nature sériciteuse du ciment, est pourtant difficilement explicable. Peut-être s'agit-il d'une concentration de potassium liée à un départ de soude ? Enfin, la faible valeur du paramètre c apparente les tufs aux trachytes des coulées.

Le calcul des paramètres de Niggli a permis d'associer à ces résultats les analyses figurant dans la monographie de P. TERMIER (1894), analyses effectuées par J. FABRE à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, où les sesquioxides de fer sont donnés globalement. Les paramètres correspondants ont été calculés par P. NIGGLI (1923)-p.251-

- 1) Echantillon pris entre les granges de la Balme et le Glacier de Saint-Sorlin,
- 2) Echantillon pris au Col de la Croix de Fer
- 3) id. id. id.
- 4) id. sur l'arête dominant à l'Ouest les Granges de la Balme.

	Si	al	fm	c	alk	k	mg
1- 233		29,5	41,5	5	24	34,5	46
2- 260		30,5	37,5	7	25	47,5	35
3- 282		35,5	36,5	5	23	40	40
4- 281		38	34	4	24	40	47

La première roche est, selon P. TERMIER, "réduite à un fouillis d'aiguilles feldspathiques à fluidité peu sensible".

Ses paramètres s'alignent sensiblement sur ceux du trachyte de l'Aiguille Rousse. Les trois autres entrent plus ou moins dans le cadre des magma granitiques.

P. Niggli notait leur paramètre si en supposant une

perte de SiO_2 à l'analyse pour pouvoir intégrer ces roches aux kersantites, car c'est à ce type que P. TERMIER les rattachait.

Il m'a paru intéressant de comparer ces laves du houiller des Grandes Rousses aux laves contemporaines du Massif Central. De Launay (1902) signale dans le bassin d'Ahun des manifestations éruptives stéphanienues avec venues d'andésite et d'orthophyres, dont il donne des analyses.

Les paramètres de Niggli ont été calculés pour l'une d'entre elles, un Orthophyre andésitique de Samendeix (2 Km. au Nord de Sannat).

Analyste PISANI.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
59,90	18,10	1,45	3,42	2,69	5,65	4,05	2,02	3,51

Paramètres de Niggli

$\text{Si} = 192$ $\text{al} = 34$ $\text{fm} = 39$ $\text{c} = 9$ $\text{alk} = 18.$

Ces paramètres sont très proches de ceux du trachyandésite de la Croix de Fer cf:

$\text{Si} = 188$ $\text{al} = 35,50$ $\text{fm} = 37,50$ $\text{c} = 8,50$ $\text{alk} = 18,50.$

J. DIDIER (1954) donne l'analyse d'un tuf rhyolitique du gros Banc, niveau repère de la base du Stéphanien moyen. Ses paramètres C.I.P.W. sont ceux d'une rhyolite calco-alcaline (I' 4.2.4)

M. JEAMBRUN (1957) établit les caractères chimiques d'un échantillon des brèches de Rochechouart, dont les paramètres C.I.P.W. (I 4 11) sont également ceux d'une rhyolite calco-alcaline. Il note sa teneur très élevée en potasse, qui atteint 10% du poids total, ce qui rapproche ces brèches des tufs de Techette.

Enfin, J. LETOURNEUR (1952) écrit en conclusion de son étude pétrographique des roches volcaniques du Sillon Houiller du Massif Central :

" La comparaison des types de roches volcaniques décrits ci-

dessus montre une grande homogénéité chez les formations contemporaines. Les coulées interstratifiées au mur du Stéphanien moyen... et les tufs qui les recoupent dans d'autres cas appartiennent très généralement à la série des rhyolites. Il semble que le phénomène éruptif évolue ensuite vers un type plus basique, puisque les intrusions postérieures sont représentées par des orthophyres (trachytes) et des porphyrites (andésites). Ce schéma n'est toutefois pas valable pour le bassin de Decazeville où les andésites sont également propres à la base du Stéphanien moyen".

Le complexe volcanique des Rousses s'intègre fort bien dans cet ensemble et, à défaut de preuve stratigraphique, il est très tentant de le considérer comme contemporain, ce qui apporte une solution au problème posé par la limite à attribuer dans le temps à l'activité volcanique dans les Rousses.

Il convient de remarquer que la pauvreté en chaux de ces laves stéphanienues est absolument générale; P. TERMIER (1897) signale un phénomène analogue dans les mélaphyres de la base du Lias à la périphérie du Pelvoux. Il l'attribue, en raison de la présence dans la roche fraîche de Labrador et d'Andésite, s'opposant à l'albite observée dans les roches altérées, à une décalcification secondaire due aux eaux de pluie. Les laves des Grandes Rousses montrent, au contraire, des plagioclases, généralement basiques, et très rarement altérés de façon profonde. La faible teneur en chaux constatée dans l'ensemble éruptif stéphanien, remarquablement homogène, constitue peut-être un caractère magmatique constant chez ces laves contemporaines.

3° - Le métamorphisme du Houiller.

L'étude pétrographique des terrains houillers établit leur métamorphisme. Ce métamorphisme est superficiel: il se traduit par les transformations de la biotite en chlorite, par la séricitisation des plagioclases, tant des sédiments que des laves, enfin par le développement de séricite et de phengite dans la pâte des tufs et des arkoses.

Cette association de la chlorite et de la séricite caractérise la zone des micaschistes supérieurs. Elle ne traduit pas un simple phénomène de mylonitisation. On observe en effet une chloritisation de la biotite et le développement de séricite dans des roches non cataclasées. D'autre part, on trouve de la biotite et des plagioclases intacts dans des roches complètement broyées. La cataclase n'est donc pas nécessaire, ici, à l'existence de cette association, pas plus qu'elle ne suffit à l'expliquer.

Ce métamorphisme est localisé: il affecte des aires limitées.

Il s'agit évidemment d'un phénomène tout autre que le métamorphisme qui est à l'origine de la série cristallophyllienne des Rousses. La présence de schistes cristallins en galets dans le conglomérat houiller en est une preuve suffisante. Par contre, il a les caractères du métamorphisme superficiel et localisé, qui a rétrotransformé la série cristallophyllienne.

Il n'y a donc aucune raison pour voir, dans la rétrotransformation des schistes cristallins et dans le métamorphisme du houiller deux phénomènes différents. Ce métamorphisme post-stéphanois dépend-il encore du cycle hercynien ou est-il d'âge alpin ? Seule, l'étude des terrains de couverture peut ici apporter une solution à ce problème.

III- T E C T O N I Q U E.

Outre la discordance des conglomérats sur la série cristallophyllienne (Pl. 4, fig. 1) et le phénomène de subsidence déjà décrits, l'étude du synclinal houiller oriental permet de mettre en évidence une phase tectonique hercynienne, postérieure aux dépôts des terrains stéphanien. Dans le régime monoclinal ^{ou isoclinal} qu'elle a engendré, les affleurements des coulées de lave et de projections volcaniques qui, en raison de leur position stratigraphique, jalonnent les axes synclinaux, permettent de distinguer d'Est en Ouest les unités suivantes :

1°- l'axe anticlinal du Mont Peñaux, légèrement déversé vers l'Ouest, s'ennoie rapidement sous la couverture liasique au Col de la Valette. On suit son flanc Ouest très redressé, tout le long du versant Est du Rieu Blanc et jusqu'aux lacets médians de la route de Saint-Sorlin, au Col de la Croix de Fer.

2°- le synclinal du Mollard qui lui fait suite est jalonné par les coulées de lave du Mollard - Rietour et du fond de la Balme.

3°- l'anticlinal médian bifurque au Nord autour de la coulée synclinale du Lac du Laitalet. On le retrouve dans le ravin de Téchette.

4°- le synclinal des Perrons borde le coin synclinal Houiller à l'Ouest.

5°- l'anticlinal de l'Aiguille Rousse est coïncé entre les formations mésozoïques du synclinal médian et la bande de cristallin en écaillés qui le sépare des autres unités du coin synclinal stéphanien.

Les schistes et arkoses du flanc Ouest du Grand Sauvage, du Lac Tournant, de l'Aiguille Rousse et de l'amygdale axiale du synclinal médian, dépendent de cet anticlinal. On a vu qu'il représentait déjà au Stéphanien une unité à part, une

aire particulière, soustraite aux influences torrentielles qui dominent l'ensemble du sillon subsident, dont il n'est pas certain, par ailleurs, qu'il ait l'âge.

Le Trias discordant recouvre une architecture originale, dont les mouvements alpins ne semblent en rien avoir modifié le style général assez lâché, né d'une phase tardi-hercynienne.

L'absence de Permien dans les Grandes Rousses empêche d'avoir une certitude absolue de l'âge de ces mouvements.

3ème Partie

LA COUVERTURE

I - LE TRIAS

A) HISTORIQUE

B) STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE

1. Brèches et arkoses de base
2. Calcites dolomitiques gris-bleu à patine rousse.
3. Calcaires dolomitiques gris et blancs
4. Cargneules ocre
5. Brèches à éléments d'argilite.

C) CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE

II - LE LIAS

A) HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE

B) STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE

1. Calcaires du Lias inférieur
2. Calcschistes du Lias moyen
3. Schistes du Lias supérieur

C) CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE

III - LE PROBLEME DU METAMORPHISME ALPIN.

I. LE TRIAS.

A/ HISTORIQUE.

L'existence du Trias dans les Grandes Rousses n'a pas été reconnue par les premiers explorateurs du massif. R. DAUSSE (1835) rattachait les calcaires magnésiens reposant sur les terrains cristallins "anthracifères", à la base de la série liasique, qu'il pensait avoir été ainsi transformée par des phénomènes ignés. GUEYMARD (1.844) reprend cette idée. Ch. LORY (1860-61 et 1864) suit en cela ses prédécesseurs, mais, plus tard, attribue au Trias la plus grande partie des calcaires magnésiens. P. TERMIER (1.894) assimile les quartzites et les dolomies de base au ~~MUS-CHALK~~ et les cargneules et les schistes qui les recouvrent au Keuper, s'opposant en cela à W. KILIAN (1904-1908) qui rattache au Keuper toutes les formations triasiques des Grandes Rousses. aucun argument paléontologique n'étayant d'ailleurs l'une ou l'autre thèse.

B/ STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE

R. bas en haut :

- 1) Brêches et arkoses de base: 10 cm. à 1 m.
- 2) Calcaires dolomitiques gris-bleu à patine rousse: 5 à 20 m.
- 3) Calcaires dolomitiques gris et blancs: 0 à 20 m.
- 4) Cargneules ocres: 2 à 20 m.
- 5) Brêches à éléments d'argilites : 1 m. à 10 m.

Sur le socle cristallophyllien et houiller pénéplané, s'est déposée en discordance une série triasique dont il n'existe pas de coupe complète sur le versant Nord des Grandes Rousses, mais qu'il est assez facile de reconstituer.

1.- Brêches et arkoses de base.

Elles remanient sur une faible épaisseur les terrains sous-jacents.

PLANCHE 9

Arche triasique

Ravin de Téchette

Td1: Calc. dolomitiques blancs à
patine grise

Td2: " " gris à patine grise

Td3: " " blancs à patine
blanche



FIG 1

Synclinal de Trias discordant
sur les micaschistes de la rive
Ouest du Lac Tournant (Sh Cr)

Le liseré sombre des brèches (Tb)
et des arkoses (Ta) est net
au dessus on distingue les
dolomies capucin (Tdr)



FIG 2

Les brèches, épaisses de 10 à 20 cm. enrobent la surface de transgression. Les éléments anguleux sont liés par un ciment arkosique ferrugineux, donnant à la roche sa couleur brun rouge, qui souligne partout le contact entre le socle et le trias. Ceci est ~~en~~ ^{ement} particulier remarquable à la base des lambeaux triasiques plaqués sur les schistes cristallins de la rive droite du Lac Tournant (Pl. 1. fig.2).

Les arkoses atteignent un mètre d'épaisseur sur la bordure Ouest du synclinal médian. Elles sont à peu près inexistantes sur le glacis cristallin où les dolomies à patine rousse sont en contact presque immédiat avec le socle. La nature ferrugineuse du ciment qui unit les grains leur confère une couleur brune uniforme. On observe cependant dans le lit du ruisseau qui suit le contact entre le synclinal médian et les terrains houillers, des arkoses bigarrées avec des zones vertes de réduction.

Les minéraux constitutants sont ceux des roches sur lesquelles elles reposent: quartz roulé, plagioclases, microcline, biotite et chlorite, muscovite et des minéraux lourds (magnétite, ilménite, zircon) en proportion anormalement grande. On note la présence de quartz recristallisés dans la pâte ou arrangés en pressure-shadows autour de cubes de pyrite pseudomorphosée en limonite. La séricite existe dans les plagioclases et dans le ciment.

2.- Calcaires dolomitiques gris bleu à patine rousse. 5 à 20 m.

Ce sont les dolomies capucin ou nankin des anciens auteurs.

Elles atteignent leur puissance maxima au Col du Couard. Sur le glacis cristallin on les trouve en lambeaux de moindre importance, coïncées dans le socle ou simplement plaquées sur lui.

Les calcaires dolomitiques sont très souvent brêchiques. Il s'agit toujours de brèches monogéniques, de remaniement du fond marin, correspondant au processus décrit par J. DEBELMAS (1952) dans le Trias supérieur du Massif de Gaulent. En effet, le ciment et les éléments brêchiques apparaissent, au microscope, de nature identique. Le quartz et les plagioclases détritiques sont assez fré-

quents dans le fond de la roche, noyés dans une pâte de calcite et de dolomies.

3.- Calcaires dolomitiques gris et blancs. 15 à 20 m.

1- Calcaires dolomitiques blancs à patine grise 0 à 10 m.

2- Calcaires dolomitiques gris, à patine grise 0 à 2 m.

3- Calcaires dolomitiques blancs, à patine blanche 0 à 5 m.

Le ravin de Techette donne une bonne coupe de ce groupe, où il est possible de définir trois horizons lithologiques, d'épaisseur variable.

Immédiatement au-dessus des dolomies capucin, viennent 10 m. de calcaires blancs à patine grise, friables, qui se débitent en cubes réguliers. Ils sont recouverts par deux mètres de calcaires gris, à patine grise, vacuolaires et assez résistants: cette disposition a permis la formation d'une arche naturelle à la faveur d'un pli anticlinal. (Pl. 30. fig. 1). Viennent ensuite des calcaires dolomitiques blancs à patine blanche et toucher crayeux. Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis d'établir leur épaisseur exacte.

Le ruisseau qui prend naissance dans l'axe du Synclinal médian & dévie vers l'Ouest au niveau de la cabane cantonnière, donne une bonne coupe de cet ensemble qui atteint là 20 m. d'épaisseur. Les faciès sont analogues, avec pourtant une transformation importante des calcaires dolomitiques blancs de base qui deviennent très cristallins. On retrouve ces calcaires cristallins en bordure des Aiguilles de l'Argentièr, au-dessus des chalets de "Sous-le-Col-d'en-Haut" à la cote 1900. J'ai également rapporté à ce faciès la bande étroite qui affleure à 500 mètres à l'Ouest du Col de la Croix de Fer. Cette bande, coïncée dans les grès houillers, tout près d'un affleurement de gneiss, est absolument isolée de tout autre élément de Trias.

Les faciès cristallins de cet ensemble de calcaires dolomitiques sont toujours liés à un gisement particulier, soit franchement anormal, soit pincé dans la zone de serrage du synclinal médian, à proximité de l'amygdale axiale de Houillen. Il semble bien que la tectonique soit ^{plus ou moins} ~~directement~~ responsable de cette transformation.

En lame mince, la calcite apparaît très largement cristallisée, le quartz est fréquent, ainsi que l'ilménite et l'apatite.

4.- Cargneules ocres (épaisseur variable de l'ordre de 20 m.)

Les cargneules bordent le glacis Nord du synclinal houiller oriental près de l'Ouillon. On les trouve également près des chalets de Longecombe, au Col du Couard et dans le synclinal médian. Les affleurements sont en général très mauvais, cachés le plus souvent par une terre jaune de décomposition. Même lorsqu'elles n'affleurent pas, de petits entonnoirs de dissolution, de faible diamètre, signalent leur existence. Ceci est particulièrement spectaculaire sur le bord Est du synclinal houiller oriental, au Nord de la Croix de Fer. Un affleurement frais, créé par la tranchée de la route, tout près de la station de base du téléphérique du Lac Bramant, établit d'ailleurs leur présence. La bordure Ouest de l'axe cristallin des Grandes Rousses est également jalonnée par des entonnoirs et il est très vraisemblable qu'une bande de cargneules, cachée par la terre de décomposition ou les éboulis, se trouve entre le socle et les calcaires du Lias. Le karst est plus évolué, plus important, dans le synclinal médian où un entonnoir de 50 m. de diamètre apparaît à l'Ouest du Grand Perron, sous la barre de dolomies. Certaines pertes et résurgences observées dans la région du Lac Tournant sont dues à ce phénomène.

Les cargneules sont en général claires et largement vacuolaires, mais leur faciès est très variable et rend délicate leur délimitation exacte. A la base, en effet, elles passent aux dolomies sous-jacentes; Ch. LORY (1860-1861) rend compte de ce fait par l'usage du terme de "dolomies cargneulisantes". Il semble bien qu'en réalité les cargneules ne dérivent pas d'une

transformation plus ou moins poussée d'un niveau dolomitique homogène, mais correspondent à des conditions de sédimentation bien particulières. Au sommet, les cargneules deviennent bréchiques et englobent des éléments anguleux d'argilites.

5.- Brèches à éléments d'argilites.

Ce niveau passe en continuité aux cargneules sous-jacentes. Il doit néanmoins en être séparé car il renferme, sous forme de fragments anguleux, des argilites que R. BARBIER (1944-1956) a décrites en Maurienne et dans le Nord du Pelvoux, où elles caractérisent le sommet du Trias. Une autre raison incite à donner à ce niveau une place à part dans la série triasique. Il est, en effet; toujours recouvert par les calcaires du Lias inférieur; mais, alors que dans le ravin de Téchette et dans le synclinal médian il passe à la base aux cargneules, venant sur les calcaires dolomitiques clairs, qui reposent sur les dolomies capucin, il se place près de la cabane de la Petite-Cochette, directement sur les dolomies capucin.

La pâte est faite de cargneules. Les argilites se présentent en fragments brisés, sans aucun émoussé; elles sont vertes ou lie-de-vin, tendres, schisteuses, et présentent sur les plans de clivage des paillettes bien développées de chlorite. Leur structure est très fine, leur texture filée (Pl. 10. fig. 1). On note la présence de veines de quartz et de calcite recristallisés parallèlement à la schistosité. La chlorite existe en nodules radiés. Dans une argilite du synclinal médian, j'ai pu observer un mica brun, près polychroïque, dont la finesse des cristaux ne m'a pas permis de connaître la nature. Les argilites sont très riches en cubes de pyrite minuscules, qui portent tous leur "pressure-shadow" de quartz très allongé dans la direction de la schistosité; des fibres de chlorite sont toujours associées au quartz. Celui-ci est gauchi à son contact avec la pyrite support (Pl. 10 fig. 4). Ce phénomène est attribué par J. RAVIER (1957) à une rotation du cube de pyrite ou à un changement de direction de la pression ou de l'étirement pendant la croissance du quartz.

Fig. 1 Argilite triasique = synclinal médian.
L.M. 7423.
Vue au fort grossissement d'un pressure-
shadow.

Fig. 2 - id -
On distingue les alignements de pressure-
shadows, les filonnets de calcite et de quartz re-
cristallisés, enfin la structure filée.

_ Planche 10 _

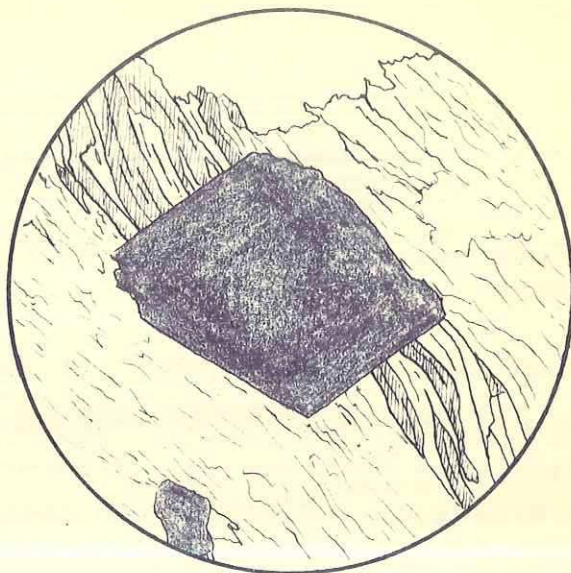


fig 1 ($\times 105$)



fig 2 ($\times 10$)

C/ CONCLUSIONS ET PALEOGRAPHIE

L'épaisseur de la série triasique est ici très faible. Pour P. TERMIER (1894) et W. KILLAN (1905-1908), elle n'est pas complète et correspond seulement au Trias moyen et supérieur, voire même au seul Trias supérieur. Il n'existe aucun moyen de dater ses divers éléments, mais son analogie avec la série du plateau de Paris, décrite par R. BARBIER (1956) est complète et il est vraisemblable que les arkoses représentent également ici le Trias inférieur dont, en tous cas, elles jouent le rôle; les dolomies, le Trias moyen, les cargneules et les argilites le Trias supérieur.

La présence de feldspaths dans les arkoses et les brèches indique qu'elles se sont formées presque sur place à partir d'une arène à peine remaniée, qui couvrait la pénéplaine antetriasique avant la transgression. Néanmoins, la grande abondance à la base de minéraux lourds du socle suppose un certain tri et l'existence de formations alluvionnaires à la surface de la pénéplaine.

Les dolomies capucin sont, à la base, très chargées en minéraux détritiques: quartz et feldspaths qui apparaissent en résidus dans le fond de la roche. Il semble qu'elles dérivent en partie au moins d'arkoses dolomitisées.

Le fond marin où elles se déposaient était soumis à des remaniements constants, comme en témoigne leur allure brêchique ou conglomératique. Ces remaniements, entre leur dépôt et celui des calcaires dolomitiques gris et blancs, n'ont pas été les seuls accidents de sédimentation. Près du chalet de la Gardette, dans le ravin du rieu Blanc, affleurent des conglomérats à galets de calcaires dolomitiques à patine blanche, enrobés dans un ciment dolomitique également, mais sombre et à patine grise. Au col du Couard, les calcaires dolomitiques clairs n'apparaissent sous aucune forme, pas même à l'état d'éléments remaniés. Sur 50cm. de quartzites et 10 m. de dolomies capucin viennent directement les cargneules brêchiques à éléments d'argilites, puis le Lias.

L'histoire de la sédimentation triasique a donc été assez mouvementée pour faire apparaître des variations d'épaisseur allant jusqu'à une lacune complète du terme moyen de la série. Ceci est à rapprocher des observations de R. BARBIER (1944-1956) sur la couverture du Grand Châtelard et du Pelvoux septentrional, et de P. GIDON (1954) sur celle du Pelvoux méridional et oriental. Ces deux auteurs décrivent une discordance du Lias inférieur incomplet, ou du Lias moyen sur un Trias érodé en biseau; cette discordance marque l'émersion, au début du Lias, d' "îles vindéliciennes". Dans la couverture des Grandes-Rousses, ces phénomènes sont moins nets. Le remaniement ou les lacunes locales des dolomies marquent la présence d'un haut-fond à l'emplacement du Massif. La fin du Trias correspond à un épisode lagunaire pendant lequel se sont déposées les cargneules et les argilites. Le remaniement de ces niveaux finitriasiqes est peut-être dû à une instabilité du seuil vindélicien, avant le dépôt de la série liasique qui, nous le verrons, est incomplète à la base; cette hypothèse tient compte de la parfaite iné-terstratification des brèches. Toutefois, il est également possible d'attribuer ce remaniement aux mouvements alpins; on sait, en effet, que l'interstratification régulière des brèches tectoniques est possible lorsque les forces s'appliquent sur un matériel de rigidité très différente, comme c'est ici le cas, et déterminent des plis disharmoniques dans les horizons plastiques pris entre des niveaux plus résistants. Ces plissements intenses ont pu amener un foisonnement des argilites et leur fragmentation en éléments anguleux de taille variable, englobés par les cargneules, l'ensemble ayant une "structure en mosaïque d'aspect bréchiforme" (A. CAROZZI (1953) page 47.

II. LE LIAS.

A./ HISTORIQUE ET PALEONTOLOGIE

R. DAUSSEN (1835) reconnaît, à la première exploration du massif, l'existence du Lias auquel il rattache d'ailleurs les calcaires magnésiens dont nous connaissons, depuis Ch. LORY (1860-61 et 1864) l'âge triasique.

W. KILIAN et J. REVIL (1904) définissent à l'intérieur du Lias deux grands ensembles, dont la distinction est incertaine: le Lias calcaire venant sur le Rhétien et le Lias schisteux.

Le Lias calcaire de base correspond aux étages Hettangien-Pliensbachien, datés par de très rares fossiles: Ariétites bucklandi à Alleverd et dans la vallée des Villards, Ariétites kridion dans la vallée des Arves.

Le Lias schisteux comprend les étages supérieurs du Lias. Il renferme au sommet Posidonomya Alpina et des ammonites caractérisant l'Aalénien. La base correspond au Domérien caractérisé par Amaltheus Margaritatus, trouvée à St-Colomban des Villards.

D'une façon générale, le Lias dauphinois est très pauvre en fossiles. Dans les niveaux de base, j'ai pu observer partout des pentacrines, des belemnites étirées dont les fragments sont reliés par du quartz et de la calcite recristallisés; enfin, plus rarement, des brachiopodes.

Dans les calcaires du Lias, j'ai trouvé deux ammonites en très mauvais état. Arnioceras sp. de l'Hettangien supérieur ou du Sinémurien. Les calcschistes des ravins des Villards m'ont fourni Phylloceras nillsoni^(Hebert) (1).

Dans les niveaux supérieurs schisteux du Lias, j'ai pu observer de nombreuses Posidonomya Alpina, ainsi qu'un Inoceramus^{sp} aplati. Je n'y ai trouvé aucune ammonite mais l'analogie complète de faciès permet de placer de façon certaine ce niveau sur le même plan que les schistes aaléniens à posidonomyes et Ludwigia bradfordensis définis dans la zone orientale par R. BARBIER (1956).

B./ STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE.

La rareté des indices paléontologiques oblige à se référer la plupart du temps, aux seuls caractères lithologiques de la série liasique. Elle comprend :

(1) Je remercie très vivement M. le Général COLLIGON qui a bien voulu étudier ces fossiles.

a- des calcaires bleus, à patine grise ou rousse, à pentacrines, belemnites ariétites:

Lias inférieur - sommet de l'Hettangien-Sinumérien
100 - 300 m.

b- des calcschistes bleu noir, à patine très claire et aspect satiné, alternant avec des bancs plus calcaires. Les fossiles sont très rares et représentés par des phylloceratidés nains:

Lias moyen. 400 m.

c- des schistes noirs, ardoisiers, non calcaires. Ils renferment de nombreuses posidonomyes qui, au sommet, se trouvent dans des niches calcaires à noyau pyriteux:

Lias supérieur - Aalien. 500 - 800 m.

1. Les calcaires du Lias inférieur.

A la base on trouve des assises à encrines, cristallines, sombres et souvent compactes. Elles ne sont bien caractérisées que dans le ravin de la Cochette. Au-dessus, vient un ensemble homogène de dalles dures, épaisses de 10 à 20 cm., qui se délitent en "lauzes", alternant avec de minces couches de schistes calcaires. Au sommet, le faciès schisteux devient prédominant.

Très développés à l'Ouest de l'axe hercynien, seuls représentants du Lias dans le synclinal médian, ces calcaires sont extrêmement réduits à l'Est. Ils affleurent au débouché du torrent de la Balme sur la vallée de l'Arvan, sur la rive droite du Rieu Blanc, près des chalets de la Gardette. Au col de la Valette, ils apparaissent entre l'écaille cristalline et le houiller du synclinal oriental; à cet endroit, les dalles calcaires de faciès normal reposent sur des calcaires gréseux, en plaquettes qui représentent peut-être les niveaux de base du Lias inférieur.

L'étude micrographique met en évidence une grande quantité de quartz dans ces calcaires. Il est parfois recristallisé (ravin des Brays-Tevaro). On note également l'abondance de l'hématite et de la pyrite. La pyrite pseudomorphose le plus souvent des organismes inidentifiables. Les calcaires du Col de Bellard renferment de la pyrite bien fermée avec de la chlorite en pressureshadows.

2. - Les Calcschistes du Lias moyen.

Ce terme moyen de la série liasique est caractérisé par une alternance fine de calcschistes et de bancs plus calcaires. Ces calcschistes sont, comme les calcaires du Lias inférieur, très sombres, presque noirs, en cassure fraîche. Ils prennent une patine claire, rousse, ou presque blanche et, altérés, donnent des affleurements terreux de couleur ocre.

Les Phylloceras nains sont les seuls organismes qui paraissent exister dans cette formation.

Ces calcschistes ne sont pas représentés sur le bord occidental de l'axe cristallin. On en trouve de minces bandes dans la zone du Glandon, entre les massifs cristallins des Grandes Rousses et des Aiguilles de l'Argentière. Ils se développent, au contraire, largement, dans les ravins qui dominant au Sud-Est la vallée des Villards et représentent, à l'Est de l'axe hercynien des Rousses, la plus grande masse des sédiments liasiques.

Au sommet, les calcschistes sont ondulés de façon très serrée et leur surface même est en quelque sorte "frisée". Ce caractère paraît général et peut servir parfois de repère dans cet ensemble monotone.

3.- Les Schistes du Lias supérieur -300 m. (Aalénien)

Immédiatement au-dessus de cet horizon de calcschistes "frisés" vient un ensemble épais et monotone de schistes uniquement sili-coalumineux, noirs aussi bien à l'affleurement qu'en cassure fraîche. Le faciès est très constant. On note pourtant l'apparition, dans les niveaux supérieurs, de nodules pyriteux ou de miches calcaires à noyau pyriteux. C'est dans ces miches que se trouvent, le plus souvent, les Posydonomyes et c'est là que R. BARBIER (1956) a découvert les ammonites qui lui ont permis de caractériser l'Aalénien de façon certaine.

Pas plus que les calcschistes, les schistes aaléniens n'apparaissent dans le synclinal médian ni sur la bordure occidentale de l'axe cristallin des Grandes-Rousses. Ils existent en affleurements

localisés près des Aiguilles de l'Argentière et se développent largement dans les ravins des Villards. A l'Est de l'axe hercynien, dans la vallée de l'Arvan, ils atteignent une énorme puissance. Leur extension est limitée à l'Est par les bancs calcaires de la Pointe de Corbier, où je n'ai pu trouver aucune trace de fossiles. Si ces bancs appartiennent à l'ensemble des calcschistes du Lias moyen, l'épaisseur apparente des schistes à Posidonomyes aaléniens est supérieure à leur puissance réelle. Mais rien, en fait, ne permet de placer ici un anticlinal. Les schistes aaléniens réapparaissent immédiatement à l'Est de la pointe de Corbier et semblent passer sous les assises calcaires. Dans ce cas, les schistes calcaires de la Pointe de Corbier représenteraient le Dogger et l'épaisseur des schistes à posidonomyes serait proche de 800 m.

C./ CONCLUSIONS ET PALEOGEOGRAPHIE

La rareté des indices paléontologiques oblige à se référer aux faciès lithologiques. Dans la couverture de la partie Nord du massif des Grandes-Rousses, il est possible de reconnaître les trois termes définis dans le Lias de la zone dauphinoise orientale par R. BARBIER (1948) : calcaires du Lias inférieur, calcschistes du Lias moyen et schistes aaléniens. Si l'on tient compte de ces faciès, il apparaît nettement que les différents termes, bien que très puissants, n'atteignent pas les épaisseurs énormes que leur attribuaient les anciens auteurs. Il se peut enfin que les calcschistes de la Pointe de Corbier appartiennent au Dogger, et prolongent ainsi la bande synclinale du Col des Prés-Nouveaux.

La série stratigraphique est, on le voit, loin d'être établie de façon certaine. Le Rhetien et le Hettangien de base ne peuvent être définis nulle part en l'absence de fossiles caractéristiques. Les calcaires du Synclinal médian à Ariétites, datés du Sinémurien, viennent en contact direct avec des cargneules brêchiques à éléments d'argilite. Il est difficile d'interpréter ces faits autrement que par l'absence du Rhétien, et peut-être même de l'Hettangien, dans une partie de la couverture

du massif cristallin des Grandes-Rousses. Les accidents de sédimentation décrits dans les termes moyens de la série triasique se sont donc, après une courte rémission à la fin du Trias, de nouveau manifestés au début du Lias par une lacune des niveaux de base. Cette lacune n'affecte pas, comme c'était le cas dans la série du Grand Chatelard, l'ensemble des calcaires du Lias inférieur. Il convient pourtant de noter que la puissance de ces calcaires, très importante à l'Ouest dans le massif des Aiguillettes, diminue dans la zone du Glandon. A l'Est de l'axe cristallin, les calcaires n'affleurent que sur 50 m. au maximum; on verra que la raison en est essentiellement tectonique, mais il n'est pas exclu que la réduction de puissance se soit accentuée vers l'Est de la zone dauphinoise orientale. Ceci va dans le sens de la lacune constatée au Plateau d'Emparis par R.BARBIER (1.956).

III. LE PROBLEME DU METAMORPHISME ALPIN.

Le problème de la réalité d'un métamorphisme alpin apporte un peu d'unité à l'étude pétrographique du socle et des terrains de couverture du Nord du Massif des Grandes-Rousses.

P.TERMIER (1894) l'admettait et voyait dans l'apparition de "faciès satinés" à l'intérieur des assises triasiques et liasiques, l'effet d'un dynamométamorphisme lié à la tectonique alpine. On sait que plus tard (1903) il devait dénier tout pouvoir de transformation intime et générale des roches à un tel mécanisme.

Pour les mêmes raisons, P.GIRAUD (1952) rejette ce terme. Il met en évidence une rétro-morphose généralisée de la série cristallophyllienne dans la zone des Micaschistes Supérieurs, et un métamorphisme des granites et du Houiller dans cette même zone. Comparant ces phénomènes à ceux que décrit R.MICHEL dans le massif du Grand-Paradis, il conclut à leur identité et attribue à une métamorphisme général d'âge alpin les transformations qu'il observe dans le socle antetriasique des Grandes Rousses. Je reprendrai à mon compte cet argument que de nouvelles observations permettent

d'étayer.

L'étude du Nord du massif met également en relief un métamorphisme superficiel qui développe dans le Houiller et dans les schistes cristallins les paragenèses caractéristiques de la zone des Micaschistes supérieurs. Mais ici ce métamorphisme n'est pas généralisé comme c'était le cas dans le Sud du Massif. Il épargne certains îlots où les schistes cristallins et les granites n'ont subi aucune transformation. L'existence de ces îlots permet d'observer les paragenèses originelles des schistes cristallins et, par là, de connaître l'ancienne zonéographie. Elle réduit, d'autre part, la valeur que pourrait avoir l'objection, qui, basée sur l'absence apparente de transformations de la couverture mésozoïque discordante sur les schistes cristallins rétrotransformés et le Houiller métamorphique, dénie de ce fait un âge alpin du phénomène; sa valeur est encore réduite par l'existence dans la couverture de témoignages visibles de ce métamorphisme.

C'est d'abord le développement dans les niveaux de base de la couverture, à un degré moindre il est vrai, des mêmes paragenèses qu'il est possible d'observer dans le socle antétriasique. Les arkoses de base du Trias montrent, en effet, une recristallisation nette du quartz et un développement généralisé de séricite. Dans les argilites finitriasiqes, la chlorite et la séricite néoformées s'associent au quartz et à la calcite recristallisés. On constate, d'autre part, dans ces mêmes argilites, l'arrangement particulier du quartz développé en pressure-shadow sur les faces p de la pyrite (p. 19. fig. 2). C'est également à ce phénomène que correspond l'association de la chlorite et de la pyrite observée dans les calcaires de la base du Lias.

La présence de pressure-shadows est ainsi générale, aussi bien dans les schistes cristallins que dans le houiller et dans les terrains de couverture. Ce phénomène, qui suppose à la fois une pression - ou une tension - et une mobilisation du quartz, est décrit dans des schistes peu métamorphiques par les auteurs anglo-saxons HARKER (1932 p.211), H. WILLIAMS, F. J. TURNER, C. GILBERT

(1955) p.212, et E.Wm. HEINRICH (1956) p.179.

La coïncidence des pressure-shadows et des paragénèses de la zone des Micaschistes supérieurs n'est pas rigoureuse. Les arkoses stéphaniennes du Laitolet, où la densité des pressure-shadows est exceptionnellement forte, ne montrent ni chloritisation des biotites, ni séricitisation des plagioclases. Il en est de même des schistes cristallins non rétro-morphosés de l'îlot du Col du Couard. Les calcaires albiens des Pyrénées enfin, où RAVIER (1957) signale ce phénomène, ne portent, eux non plus, aucune trace du métamorphisme pyrénéen.

Considérée isolément, la présence des pressure-shadows ne peut donc être prise comme critère de métamorphisme, permettant d'appliquer aux roches dans lesquelles on les constate le terme de schistes cristallins. Cependant, leur répartition à la limite des roches incontestablement métamorphiques - ou rétro-morphosées - quelle que soit la nature de celles-ci, montre qu'il ne s'agit pas là d'un simple phénomène de diagénèse. Il est tentant d'y voir, avec les auteurs anglo-saxons, une marque ultime imprimée par le métamorphisme à la série qu'il affecte.

Il semble bien, en définitive, que la présence de séricite et de chlorite presque constante dans les schistes cristallins antehouillers, très localisée dans les terrains Houillers et à l'état de traces à la base de la couverture mésozoïque, soit le fait d'un seul phénomène, un métamorphisme général, d'âge alpin, arrivé ici à l'extrême limite de sa zone d'influence.

Toutefois, la recristallisation des dolomies blanches du Trias moyen paraît être un phénomène particulier. Les capolins se trouvent, en effet, toujours pincés en position anormale, au contact du cristallin ou dans le synclinal médian qui, on le verra, représente une zone de serrage et de cisaillement; il en est de même des calcaires sériciteux de Tévaro. Dans ces conditions, la recristallisation des dolomies triasiques et des calcaires ~~sinumériens~~ ~~peuvent~~ être attribuée à un métamorphisme de

plissement directement lié aux mouvements alpins, mais il est également possible d'envisager une remontée tectonique d'assises plus profondes et, de ce fait, affectées plus intensément par le métamorphisme général. On peut considérer, en définitive, que ces deux types de métamorphisme ont interféré, sans qu'il soit possible de distinguer dans les effets de cette interférence ce qui appartient à l'un ou l'autre des deux mécanismes.

4ème PARTIE

T E C T O N I Q U E

I - ADAPTATION DU SOCLE A LA DYNAMIQUE ALPINE.

A) LES ACCIDENTS TRANSVERSES

- 1) Le relèvement du socle au Sud.
- 2) Le gauchissement du socle.

B) LES ACCIDENTS LONGITUDINAUX

- 1) Le synclinal houiller occidental et les coins triasiques dans l'axe cristallin.
- 2) Le synclinal médian.
- 3) Le synclinal houiller oriental
- 4) L'écaille de la Valette.

II - LES RAPPORTS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE.

A) LE BORD ORIENTAL DU SYNCLINAL HOULLER

B) LE BORD OCCIDENTAL DU SYNCLINAL HOULLER ET LE FRONT DU NOYAU CRISTALLIN.

C) LE BORD OCCIDENTAL DU NOYAU CRISTALLIN

III - O R O G E N E S E.

A) LES PREMIERS MOUVEMENTS

B) LES MOUVEMENTS TARDIFS.

C) CONCLUSION.

L'architecture de la terminaison Nord du Massif des Grandes-Rousses, telle qu'elle se présente actuellement, tire son origine de l'organisation par les mouvements alpins de deux unités principales: la couverture mésozoïque et le socle antétriasique. Par rapport à la couverture plastique, les deux éléments du socle, les schistes cristallins antehouillers et le houiller, ont joué en bloc, en conservant chacun le style de leur structure originale. L'étude des adaptations des anciennes structures à la dynamique alpine, des relations nouvelles avec les terrains de couverture qu'elle leur a imposés et des réactions de cette couverture permet de préciser l'histoire de l'architecture actuelle.

I°/ L'ADAPTATION DU SOCLE A LA DYNAMIQUE ALPINE.

Avant d'être repris par les mouvements alpins, le socle antétriasique du Massif des Grandes Rousses a subi au moins deux phases tectoniques majeures. Une phase antéstéphanienne a plissé la série cristallophyllienne déjà métamorphique, suivie d'une phase affectant le Stéphanien discordant sur les schistes cristallins. Les structures nées de ces phases anciennes se sont maintenues assez bien sous leur couverture discordante de Trias pour qu'il soit possible de rechercher dans quelle mesure les mouvements alpins les ont affectés, cette recherche étant facilitée par la fréquence des lambeaux triasiques conservés sur le socle.

A) LES ACCIDENTS TRANSVERSES -

1.- Le relèvement du socle au Sud.

Les terrains anciens se dégagent progressivement de leur couverture et prennent de l'altitude au Sud jusqu'à l'Etendard, point culminant du Massif. Le cristallin apparaît à 1.900 m. dans la vallée de l'Eau d'Olle et atteint 3.468 m. à l'Etendard où la couverture a été décapée avec, fort probablement, une bonne épaisseur du socle. Les terrains houillers qui se trouvent à

1.700 m. près des Chalets Bouillant atteignent 2.300 m. au niveau du Col de la Croix de Fer et culminent au sommet oriental du Grand Sauvage, à 3.169 m. Le synclinal médian et les petits lambeaux de Trias conservés sur le socle montrent que la couverture a suivi ce mouvement ascendant.

2.- Le gauchissement du socle.

Moins directement sensible que le phénomène précédent, un gauchissement du socle peut être mis en évidence. Il s'opère par un système de failles transversales selon lesquelles les compartiments Sud sont décalés vers l'Ouest. Ces accidents semblent, d'autre part, avoir joué un rôle essentiel dans le relèvement du socle.

Les failles ENE-WSW.

Parfaitement apparentes en vue aérienne dans les schistes cristallins, elles sont extrêmement denses et pourraient, au premier abord, être prises pour de simples diaclases. Leurs rejets, tant horizontaux que verticaux, sont souvent trop faibles en effet pour apparaître nettement sur le terrain. Les effets sont cependant visibles sur le bord du synclinal médian où ces accidents affectent la couverture et au Sud des ruines de la cabane de la Cochette où ils amènent le cristallin au contact du Lias. Les accidents de cette direction sont moins fréquents ou moins visibles dans les terrains houillers, où deux d'entre eux décrochent la bande synclinale du Mollard-Riétour.

Les failles ESE-WNW.

Ces accidents sont repérables surtout dans les terrains houillers. Le plus visible passe au col coté 2.535, au Nord de l'Aiguille Rousse; il détermine un décrochement de 100 m. vers l'Ouest du compartiment Sud et affecte les terrains du synclinal médian et la bordure des schistes cristallins.

Une autre faille importante traverse l'Aiguille Rousse, d'Est en Ouest, avec une inclinaison vers le Nord. Elle élève

de 100 m. environ le compartiment Sud et le décroche vers l'Ouest. Il est difficile de savoir si elle se poursuit dans les schistes cristallins en raison de la monotonie des faciès. Ceci est probable, cependant, puisque le cortège filonien minéralisé en calcopryrite et pyrite qui l'accompagne dans l'Aiguille Rousse peut également se suivre dans les schistes cristallins.

Au Nord du Col de la Croix de Fer, une autre faille EW., de pendage Sud, détermine une rupture de pente dans les tufs rhyolitiques. Elle affecte légèrement la couverture à l'Est des Chalets de La Chadelle.

Deux failles de peu d'importance affectent, selon la même direction, la pointe Nord de la Coulée de la Balme et sont visibles de Saint-Sorlin d'Arves.

Ces accidents font partie d'un système assez dense de failles qui ont joué verticalement et horizontalement; affectant la couverture, elles sont évidemment alpines. Cependant, si la faille de l'Aiguille Rousse affecte les terrains mésozoïques, son cortège filonien n'existe que dans les terrains anciens. Il est donc vraisemblable qu'elle emprunte le trajet d'une faille hercynienne.

Notons enfin que les cols glaciaires qui scindent la chaîne des Perrons utilisent les dénivellations tectoniques créées par ce système d'accidents.

B) LES ACCIDENTS LONGITUDINAUX.

La position des lambeaux de Trias conservés sur le socle et son ennoyage montrent qu'il est fortement bombé dans la direction E.W. Ce bombement est déterminé par un système d'accidents longitudinaux parallèles à la direction des schistes cristallins et des axes houillers. Ils sont plus anciens que les accidents transverses qui les décalent et correspondent, en fait, au jeu d'anciennes fractures hercyniennes remises en activité par les mouvements alpins.

1.- Le synclinal houiller occidental et les coins triasiques dans l'axe cristallin.

Le lambeau stéphanien des Demoiselles s'enfonce en coin dans les schistes cristallins du groupe du Lac Blanc. Il se double d'une mince bande de dolomies triasiques, coïncée entre les schistes houillers et la lèvre inférieure des micaschistes, qui souligne le renouveau d'activité de cet accident hercynien.

D'autres accidents longitudinaux affectent les schistes cristallins. Ils sont jalonnés par des lambeaux de Trias pincés, fréquents près de l'Eau d'Olle, où le socle passe sous sa couverture, plus rares dans la partie haute du Massif, où ils ont été éliminés par l'érosion. A chacun de ces coins triasiques correspond, dans les schistes cristallins, une zone de broyage.

2.- Le synclinal médian.

Le bord occidental

Le synclinal médian est bordé à l'Ouest par une faille inclinée légèrement vers l'Est. Cette disposition est particulièrement visible sur la rive Ouest du Lac Tournant où les formations de base du Trias reposent en structure synclinale discordante sur les schistes cristallins qui sont brutalement abaissés à l'Est de la faille avec leur couverture. Le rejet de cet accident s'amortit au Nord du synclinal jusqu'à son point de jonction avec l'ensemble de la couverture.

Le système d'écaillés axial.

Le synclinal médian se bifurque de part et d'autre d'une masse amygdalaire de houiller qui occupe son axe au Nord du Col coté 2.536 (Pl.I). Le Trias affecte la forme d'un anticlinal éventré, dont le houiller semble représenter le noyau. En réalité, le Trias est parfaitement discordant sur les terrains stéphanien qui, d'autre part, lamine, au Sud, la branche occidentale du synclinal et chevauchent directement les calcaires sinémuriens. Cette structure paraît avoir été déterminée par la poussée du

Houiller sous-jacent dont la position évaluée en écaille. Un affleurement de faible importance, au Sud-Est du Col, permet d'en suivre le prolongement méridional et de la relier au chevauchement houiller de l'Aiguille Rousse sur le Trias. Cette structure se poursuit le long du bord Est du Lac Tournant, où les schistes du Stéphanien affrontent directement les calcaires du Lias jusqu'au front du glacier de Saint-Sorlin.

La bordure orientale du synclinal médian.

A partir de l'Aiguille Rousse, le Sud du synclinal médian est limité, vers l'Est, par une écaille de houiller. Or, on a vu qu'un élément du même système d'écailles était en position axiale près du col coté 2.536, et déterminait le bombement de Trias et la division du synclinal en deux branches. Toute la partie méridionale du synclinal correspond donc à la seule branche occidentale. La branche orientale, qui prend naissance à l'Ouest du Petit Perron, disparaît au niveau de la faille transverse ESE-WNW passant par le col coté 2.535. Elle est limitée à l'Est par une écaille de cristallin qui la chevauche, sauf à l'Ouest du Grand Perron où les schistes stéphanien affrontent directement le Trias. Cette écaille cristalline est, au Nord, en contact direct avec la branche orientale; au Sud, à partir de l'Aiguille Rousse jusqu'au glacier de Saint-Sorlin, elle s'appuie sans intermédiaire sur l'écaille de houiller. Entre les deux écailles, la branche orientale du synclinal médian a complètement disparu.

La même structure existe au Grand Sauvage, dont le sommet est constitué par une écaille de cristallin prise entre la masse des conglomérats du synclinal oriental et les schistes houillers qui, structuralement, prolongent les écailles du synclinal médian.

Le glacier cache le reste, mais il est très vraisemblable que le Col des Quirlies se trouve sur l'emplacement du synclinal médian, comme l'avait pensé P. TERMIER (1894. p. 169-286). Je ne peux pas le suivre, cependant, dans les conclusions sur les rapports existants entre les directions alpines et les anciennes

directions hercyniennes, qu'il tire de l'existence du Col des Quirliès. Celui-ci correspond, en effet, au synclinal médian, non pas seulement parce qu'il représente un point d'érosion rapide, ce qui rend probable l'existence de terrains mesozoïques tendres sous la glace, mais par l'identité des structures qui l'encadrent, et de celles qui bordent le synclinal médian.

P. TERMIER pensait que les deux versants du Col étaient uniquement cristallins. Ceci l'amenait à conclure à une obliquité du synclinal médian par rapport à la jointure hercynienne existant entre le synclinal houiller et le cristallin, et à mettre en doute les règles énoncées par M. BERTRAND (1892) sur la permanence des vieilles structures. Il est bien évident que ces règles ne sont pas, en général, valables ici, mais le synclinal médian est précisément une exception et jalonne exactement l'ancienne ligne de jointure, réajustée, avec l'ensemble du socle, par les accidents transverses et compliquée par la mise en place de l'écaille cristalline. Il semble bien, d'ailleurs, que cette écaille cristalline corresponde à une unité structurale ancienne, isolant du bassin stéphanien oriental, à forte subsidence et remplissage grossier, une aire où les conditions de sédimentation plus calmes ont donné les faciès fins des écailles stéphanienues.

3.- Le synclinal houiller oriental.

Le caractère anormal du bord Ouest du synclinal houiller oriental vient d'être exposé. Je rappellerai seulement que ce contact anormal est particulièrement visible au Grand Sauvage. La structure interne du synclinal houiller ne présente pas d'accident longitudinal majeur et le ~~style~~^{style} primitif a été conservé. Seules, la faille des Chanors du Nord et l'apparition, à l'Est du Col de la Croix de Fer, d'un petit affleurement de gneiss, souligné par une bande isolée de dolomies triasiques recristallisées, marque l'intensité des mouvements alpins qui ont affecté le synclinal. Sa zone d'ennoyage, en particulier,

ne montre pas la structure hachée d'accidents cicatrisés par le Trias, caractéristique de la terminaison septentrionale de l'axe cristallin.

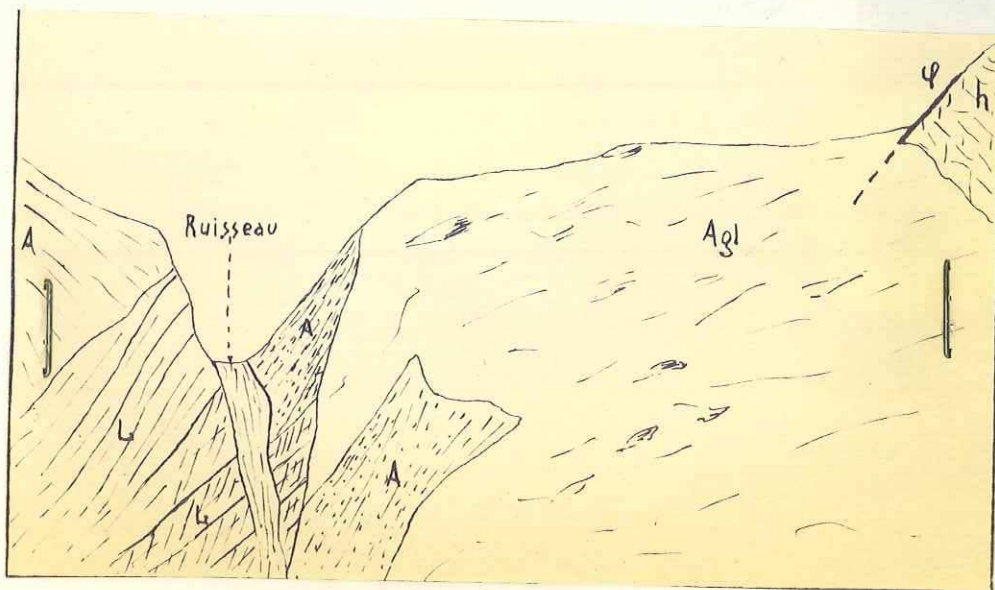
4.- L'écaille de la Valette.

Les calcschistes du Lias moyen au Col de la Valette emballent une écaille de gneiss du type "groupe de la Haute Sarenne", tronçonnée en 4 éléments. L'ensemble est concordant, en pendage et en direction, avec les couches encaissantes, mais les gneiss ont, dans chaque élément, une orientation différente. La fragmentation de l'écaille aboutit aussi à son réajustement à la direction de la masse de la couverture. Elle ne peut donc représenter une apophyse soudée au socle, comme le pensait P. TERMIER. Cette écaille témoigne cependant de la présence, sous le Lias, d'un axe cristallin dont la position ne peut évidemment être précisée, mais qui correspond peut-être au bord cristallin oriental du synclinal houiller.

II°/- LES RAPPORTS DU SOCLE ET DE LA COUVERTURE.

A) LE BORD ORIENTAL DU SYNCLINAL HOUILLER.

Les couches de calcschistes qui emballent l'écaïlle de la Valette sont bordées à l'Ouest par des calcaires du Lias inférieur, coïncés entre les conglomérats stéphanien du Mont Peñaux; à l'Est on passe aux schistes à posidonomyes pris dans l'axe d'un synclinal déversé vers l'WSW, et recoupé à l'emporte-pièce par le Houiller au niveau du Rieu Blanc. Plus au Nord, les pendages s'infléchissent vers l'Est et à la Gardette réapparaissent les calcaires du Lias et les dolomies triasiques, en position normale, au contact du Houiller. Ce contact est masqué ensuite par les moraines de la Balme. On le retrouve le long du ruisseau de la Combe de la Balme près de Saint-Sorlin d'Arves; les calcaires du Lias inférieur, épais de 10 m. seulement et redressés, affrontent là, directement, les conglomérats houillers (Pl. 11 fig.2). Une schistosité parallèle au contact anormal se superpose obliquement à la stratification des calcaires; elle indique une friction, née d'un mouvement du socle, portant celui-ci en position haute, par rapport à la couverture (1), ce qui permet d'attribuer au laminage l'absence de Trias. Le pendage du Lias mesuré assez loin du contact donne 30° ESE.



(1) Ce mouvement est relatif. Il est probable qu'il y a eu, en même temps soulèvement du socle et affaissement de la couverture.

Lias des ravins des Villards.

Sur cette vue apparaissent les
plissotements de couverture ,
ainsi que les differences que
présentent à l'affleurement les
calcschistes et les calcaires



FIG.1

Ruisseau de la Combe devla Balme

Contact anormal du Houillér(Hg)
avec le Lias (L₁) et redressement
de celui-ci.



FIG.2

L'ensemble des directions de la couverture considérées au Sud de la Vallée des Arves marque donc une variation selon un arc à large rayon. Le contact, caché sous le quaternaire de la vallée, réapparaît au Nord, près des chalets de la Chadolle.

Dans le lit du ruisseau qui descend de l'Ouillon affleurent des dolomies triasiques et des cargneules sur lesquelles viennent quelques mètres de Lias inférieur, recouvert par les calcschistes. L'ensemble a un pendage de 40 à 60° ENE. A la cote 2200, le contact devient direct entre le Trias et le Lias moyen, mais cette disparition des calcaires est très locale et ils réapparaissent à l'Ouest de l'Ouillon. Les assises mesozoïques subhorizontales au contact des tufs stéphaniens qu'elles recouvrent en discordance s'inclinent fortement vers l'Est, jusqu'à atteindre 60°, leur direction étant sensiblement N.S.

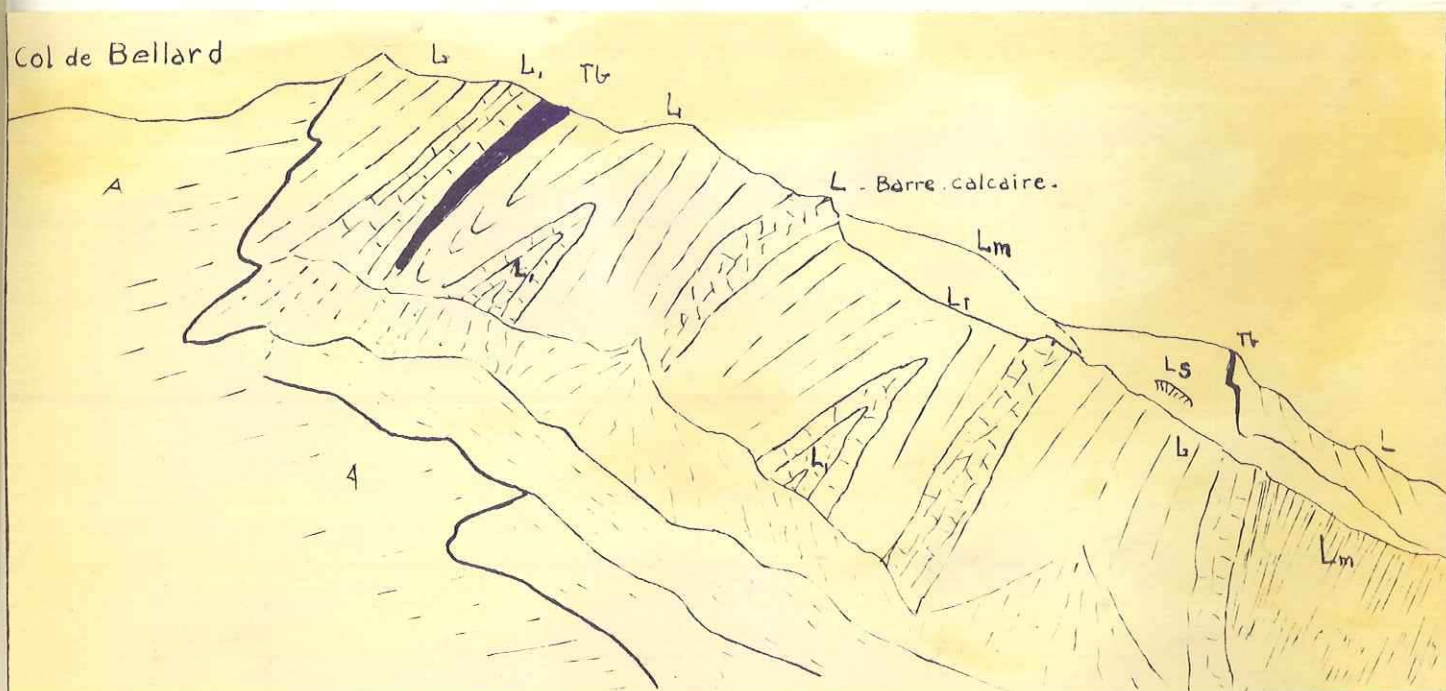
Les terrains stéphaniens qui affleurent dans le fond du ravin de Téchette sont recouverts par du Trias plissé (fig. 1 Pl. 98). La présence d'éboulis ne permet pas une observation correcte du contact Est des terrains houillers avec leur couverture. Il est néanmoins possible de se rendre compte que le noyau hercynien n'est pas suivi rigoureusement par l'axe anticlinal alpin. Celui-ci se détache progressivement vers le Nord du Houiller, qui recoupe à l'Est les directions de la couverture dont le pendage subhorizontal au Col du Bellard s'accroît vers l'Est et se stabilise autour de 45 à 60° ESE.

On retrouve donc, au Nord de la Vallée des Arves, la même structure en arc à grand rayon, caractérisée dans la couverture au Sud. La zone de jointure entre ces deux arcs est masquée par le quaternaire de la Vallée de l'Arvan. Ces arcs sont probablement en continuité car, de part et d'autre de la vallée, on retrouve la même coupe d'un vaste synclinal couché. Ce dernier présente un repli marqué au Nord par les schistes à Posidonomyes de Torret, pincés dans les calcschistes. Au sud de la vallée, j'ai également reconnu des schistes à Posidonomyes glissés dans les mottes périglaciaires qui recouvrent le flanc Est de l'arête de la Lauze.

B) LE BORD OCCIDENTAL DU SYNCLINAL HOUILLER ET LE FRONT DU NOYAU CRISTALLIN.

Le Trias et les calcaires liasiques du Col du Bellard relient, de part et d'autre de l'axe houiller, la couverture du bord oriental à celle du bord occidental. Rien ne laisse supposer une modification des structures si ce n'est l'importance des calcaires du Lias inférieur, à l'Ouest de l'axe houiller, s'opposant à leur faible puissance sur le bord Est.

Le Trias subhorizontal sur l'axe des tufs stéphaniens plonge brutalement à l'Ouest; il jalonne le contact, des chalets Bouillants au Nord jusqu'au synclinal médian déjà décrit avec le socle; il se relève en profondeur pour constituer le coeur d'un anticlinal redoublé, déversé vers l'Ouest et affleure dans les charnières de part et d'autre de la langue herbeuse qui, du vallon de Techette, s'abaisse vers la vallée des Villards entre les abrupts de calcaires.



Le flanc inverse de cet anticlinal comporte des calcschistes du Lias moyen et les schistes à posidonomyes des Fraîches. Les

schistes à posidonomyes, directement ou par l'intermédiaire des dolomies brêchiques du Trias, reposent sur des calcaires du Lias inférieur. Cet écaillage, parallèle au Nord à la vallée des Villards, s'infléchit au niveau des Fraîches pour prendre la direction NS. On le retrouve au Sud près de la zone d'ennoyage du noyau cristallin. La coupe de la route de la Croix de Fer au Col du Glandon montre, en effet, en Ouest, la succession suivante: des cargneules redressées au contact des tufs stéphaniens, des calcaires affleurant dans le lit du ruisseau de Longe-Combe, puis, dans une niche d'arrachement, des calcschistes et enfin des schistes à Posidonomyes. Malgré les éboulis, et la terre qui recouvre le reste de la coupe, il est possible de retrouver les brèches dolomitiques marquant la discontinuité; elle est soulignée par la présence d'une petite esquille de cristallin, emballée dans le Lias. L'ennoyage de l'axe cristallin est donc beaucoup moins calme que celui de l'axe houiller. L'idée d'un passage en coupole sous la couverture naît essentiellement de l'aspect régulier qu'a donné l'érosion glaciaire aux schistes cristallins. Elle ne résiste pas à un examen plus attentif du terrain qui montre que les accidents longitudinaux ouverts, colmatés par les lambeaux triasiques pincés, sont des joints selon lesquels ont joué, plus ou moins, des compartiments en écailles du noyau cristallin. L'esquille de micaschistes prise dans le Lias au niveau de l'écaillage de la couverture montre, d'autre part, que celui-ci est directement lié à l'écaillage du socle.

C) - LE BORD OCCIDENTAL DU NOYAU CRISTALLIN.

A l'Ouest du noyau cristallin et de l'écaillage des Fraîches, calcaires et calcschistes s'organisent en synclinal (Pl.11. fig.1) dont l'axe est occupé par la bande des schistes à Posidonomyes qui suit le cours supérieur du ruisseau de Glandon et se termine en pointe au niveau des Chalets de Sous-le-Col-d'en-Haut. A cet endroit, les calcschistes, redressés, sont en contact direct avec le cristallin des Aiguilles de l'Argentière qui recoupe obliquement

le synclinal au N.W.; un lambeau de dolomies triasiques, recristallisées, coincées contre le cristallin à la cote 1.900, est ici le seul témoin des terrains de couverture sous-jacents.

Le ruisseau Buyant, à l'Ouest des chalets de Cugnet, permet d'observer, sous les éboulis, le contact entre le cristallin et les calcschistes et le passage de ceux-ci aux calcaires du Lias inférieur.

Sur la rive gauche de l'Eau d'Olle, une grande faille, visible près du Grand Maison et dans le ravin de la Cochette, met en contact direct les calcaires et le cristallin du Massif des Sept-Laux. Au Col du Sabot, enfin, ce contact a lieu par l'intermédiaire de cargneules triasiques.

Les rapports de la couverture avec le bord Ouest du noyau cristallin des Grandes-rousses paraissent être beaucoup plus normaux. L'observation du contact est gênée par les éboulis et les glaciers rocheux du Chalet de Montfroid et de la cabane de la Lauze; mais au Sud, des chalets de Plan du Suel et à la cote 2330 de l'arête dominant au Nord Est la cabane de la Petite Cochette, on voit le Trias s'intercaler verticalement entre le cristallin et le Lias. Dans l'intervalle, des entonnoirs de dissolution permettent de supposer que le Trias jalonne toute l'étendue du contact.

A l'Est de la cabane de la Petite Cochette, les ravinements dans le Lias découvrent le coeur triasique d'un anticlinal N.S. Le massif liasique des Aiguillettes où commence le synclinal de Vaujany est composé uniquement de calcaires liasiques, repliés sur eux-mêmes de façon très serrée, sans que cela corresponde à aucune structure profonde.

Au contraire, sur le replat du Col du Couard, le Trias est posé à plat sur la granulite. Les seuls accidents, d'ailleurs spectaculaires, s'observent à la base des versants abrupts de la Cochette, où le Trias cicatrise des fractures ouvertes dans le cristallin sans rien perdre de sa plasticité.

III/- O R O G E N E S E.

L'ensemble des observations sur l'agencement de la couverture et du socle permet d'envisager deux phases successives de mouvements alpins. La première est à l'origine du plissement de la couverture autochtone et de l'écaillage du socle, la deuxième détermine le soulèvement final du vieux massif et le redressement consécutif de sa couverture.

A° - LES PREMIERS MOUVEMENTS.

A l'Est des Grandes Rousses, la couverture autochtone forme un grand synclinorium déversé vers l'Ouest et chevauché par la zone ultra-dauphinoise au niveau des gypses du Mont-Charvin. Près du contact avec le bord Est du massif, les directions s'alignent sur des arcs à grand rayon de courbure et l'écaille cristalline fragmentée de la Valette est exactement réajustée à une de ces directions. Ceci établit l'antériorité de l'écaillage du socle sur le plissement général de la couverture, ou plutôt le synchronisme des deux phénomènes qui ne sauraient être dissociés dans cette zone de contact.

L'étude du cristallin et du Houiller montre que les écaillages se sont calqués sur d'anciennes directions en faisant rejouer de vieux joints hercyniens, en particulier les bordures des synclinaux houillers. Le contact entre le synclinal houiller oriental et le noyau cristallin est le plus caractéristique à cet égard.

Il est jalonné par tout un système d'écailles superposées de cristallin et de Houiller, entre lesquels sont coincés les terrains mésozoïques du synclinal médian. La nature même du socle joue un rôle important dans la répartition des écaillages; le noyau cristallin, constitué presque uniquement au Nord de micaschistes redressés, est haché à l'extrême, alors que la masse granitique qui borde des schistes cristallins à l'Ouest paraît avoir joué en bloc. De la même manière, le noyau stéphanien, avec son

armature rigide de conglomérats et de laves, est fragmenté en compartiments massifs.

Il est très probable, enfin, que l'adaptation du socle aux poussées alpines ne s'est pas traduite seulement par son écaillage longitudinal, mais aussi par les décrochements transverses qui déterminent son gauchissement. La couverture plastique s'est adaptée à son socle en restant étroitement moulée sur lui par ses niveaux triasiques; posé à plat sur le plateau granulitique du Col du Couard, le Trias épouse en anticlinal le noyau stéphanien bombé et l'amygdale houillère axiale du synclinal médian ou cicatrice en synclinal les jointures ouvertes entre les écailles. Les poussées Est, Ouest, qui sont à l'origine du plissement général de la couverture en même temps que l'écaillage de son socle, interfèrent avec les contraintes liées à cet écaillage pour déterminer dans la masse de la couverture un ensemble d'accidents locaux: laminages, décollements, écaillages et plissements disharmoniques.

Le laminage des calcaires du Lias inférieur dans l'axe du noyau stéphanien est un des effets de cette interférence. En même temps, le Lias s'est probablement décollé du substratum au niveau des cargneules et des argilites triasiques et cette masse calcaire s'est effondrée dans le joint hercynien, rouvert entre le noyau cristallin et le noyau houiller.

L'écaillage de la couverture dans le prolongement du noyau cristallin s'explique également par une coordination de ces deux forces; il prolonge le bord oriental du synclinal médian et correspond à la répercussion dans la masse de la couverture de l'accident qui, en profondeur, oppose celle-ci au cristallin. La continuité de l'écaillage bien au-delà de l'ennoyage du noyau cristallin des Grandes-Rousses, ainsi que l'orientation nouvelle, parallèle à la bordure orientale des Aiguilles de l'Argentières, qu'il prend à partir des Fraîches, sont déterminées par le soulèvement du massif des Sept Laux.

Le plissement disharmonique de la masse du Lias prise entre les Grandes-Rousses et le massif des Sept-Laoux, s'est probablement

amorcé pendant cette première phase, mais, de façon générale, tous ces accidents de couverture ont évolué et pris leur allure actuelle au moment de la surrection finale des massifs anciens.

B) - LES MOUVEMENTS TARDIFS.

La surrection du socle dans le sens Nord-Sud est parfaitement sensible au Col de Bellard (Pl.1) d'où l'on voit également le synclinal médian prendre de l'altitude avec le noyau cristallin et le noyau houiller. Les lambeaux triasiques, pincés ou posés sur le socle, marquent le même soulèvement. Par ailleurs, le Houiller recoupe, au Col de la Valette, les directions de la couverture soulignées par l'écharde fragmentée de gneiss. Il est donc bien évident que ce soulèvement du socle est postérieur au plissement de la couverture et à l'écaillage du socle; il n'a d'ailleurs pas modifié très profondément les structures nées des premiers mouvements qu'il a simplement basculées vers le Nord et redressées à l'Est et à l'Ouest.

P. TERMIER (1894) interprète cette disposition comme le résultat d'une surélévation locale d'un système de plis parallèles, due à un plissement orthogonal du premier. Ceci est vrai si on considère uniquement la couverture; il est possible ainsi de placer un axe anticlinal transverse au Col des Quirliès et un axe synclinal au Col du Chaput. Mais, pas plus que les plis longitudinaux, ces plis transverses ne correspondent à un plissement régulier du socle en profondeur. Celui-ci s'est soulevé en compartiments séparés par les accidents transverses qui avaient permis, pendant les premiers mouvements, le gauchissement général du socle. Certaines de ces failles, assez importantes pour que leur rejet ne soit pas amorti dans la couverture, semblent s'opposer au mouvement général en abaissant le compartiment Sud. C'est le cas de la faille qui correspond au col coté 2.535 au N.E. du Grand Lac, et de celles qui abaissent les tufs rhyolitiques au niveau du Col de la Croix de Fer; elles représentent probablement des joints de basculement entre deux blocs soulevés.

La structure n'est pas uniforme pour l'ensemble du socle: le noyau houiller s'abaisse au Nord moins brutalement que le noyau hercynien et a, sans doute, été porté moins haut. Entre les deux masses, l'ancien joint hercynien, devenu synclinal médian, a permis le cisaillement. La position structurale de chacun des deux noyaux explique leur comportement particulier vis à vis d'un même effort tectonique. Le cristallin des Grandes Rousses vient buter au Nord contre le massif des Sept Laux qui fait partie d'une autre unité, la chaîne de Belledone, également en surrection; il en est séparé par un grand accident, incliné vers le S.E. et dont la direction SW-NE recoupe sa structure et son allongement. Le noyau hercynien, au contraire, ^{S'avance} ~~se prolonge~~ vers le Nord, ^{s'enselle} au niveau du Col du Chaput et se prolonge, vraisemblablement, par le synclinal houiller de l'Est du massif du Grand Chatelard.

Toutefois, le soulèvement de Belledone a sans doute fait rejoindre latéralement les accidents transverses qui hachent l'ensemble des deux noyaux et a ainsi accentué le gauchissement du socle amorcé par les premiers mouvements.

A l'Est des Grandes Rousses, la couverture n'a pas suivi le socle dans son ascension; le Houiller recoupe, en effet, les directions du Lias et ses différents niveaux et le Trias, porté dans le synclinal médian à 2.600 m. au niveau du Grand Lac, se trouve à 1.900 m. près des chalets de la Gardette, soit sensiblement à la même altitude que dans la boutonnière du ravin de Téchette. La surrection du socle s'est essentiellement manifestée dans la grande masse de la couverture par un redressement des couches associé à un laminage intense. Dans l'axe du massif, la couverture a été soulevée avec lui. L'écaillage des Fraîches, amorcé par les premiers mouvements dans le prolongement du noyau cristallin, s'accroît par l'approfondissement du joint hercynien entre le Houiller et le cristallin et par le soulèvement du massif des Sept-Laux. Enfin, le serrage de la couverture entre le massif des Sept-Laux et Les Grandes Rousses se traduit par un plissement disharmonique intense du Lias de la zone de jointure du Glandon et des Aiguillettes.

C - CONCLUSION.

En définitive, deux temps principaux peuvent être mis en évidence:

1°- Un plissement général de la couverture et un écaillage du socle en profondeur,

2°- La surrection du massif ancien entraînant le redressement de la couverture.

Il n'est pas possible, en l'absence totale de Nummulitique, de fonder l'âge de ces mouvements sur des critères stratigraphiques.

Toutefois, la coïncidence rigoureuse de leurs manifestations avec celles des forces orogéniques qui sont à l'origine de l'architecture des régions voisines, la Maurienne étudiée par R. BARBIER (1948), et le Pelvoux, objet de la thèse de P. GIDON (1954), permet de considérer ces mouvements à la lumière de la synthèse récente de L. MORET (1954) sur l'orogénèse alpine.

Les phénomènes du premier temps apparaissent alors liés à la naissance, dès la fin de l'Eocène, de l'intumescence alpine et à l'écoulement des nappes vers l'Ouest sur un substratum hercynien écaillé.

La surrection finale du socle des Grandes-Rousses, amorcée déjà par son écaillage, s'intègre dans l'ascension isostatique générale des massifs cristallins externes qui compense l'effondrement de l'intumescence alpine.

Cette succession n'est pas complète; l'absence de tout témoin de la sédimentation dans l'avant-fosse dauphinoise, après le dépôt du Lias, empêche de distinguer des manifestations du paroxysme alpin ses signes avant-coureurs anté-nummulitiques.

C O N C L U S I O N

Les sédiments houillers, qui renferment une flore du Stéphanien A, et les laves qui leur sont associées, sont les plus anciens des niveaux datés dans les Grandes-Rousses. L'âge de la série cristallophyllienne qu'ils ont recouverte est totalement inconnu et il faut attendre des mesures géochronologiques pour en avoir une idée valable. Mais il est d'ores et déjà possible de se représenter la série sédimentaire originelle. Pélitique à la base, elle devient progressivement arénacée, avec des intercalations de brèches et de conglomérats qui marquent une grande instabilité tectonique et l'émer-sion d'une province proche sans que, toutefois, la sédimentation ait été ici interrompue. Les galets des conglomérats ne correspondent à aucune des roches du massif et sont sans doute les témoins d'une autre série métamorphique, plus ancienne encore et maintenant totalement disparue. Après cet épisode, une activité volcanique se manifeste et les sédiments qui se déposent sont des "graywackes" où s'intercalent des horizons de phtanites. La base de la série, alternativement arénacée et pélitique, transformée par le métamorphisme ante-houiller en gneiss, micaschistes, leptynites, conglomérats et brèches métamorphiques, correspond au groupe cristallophyllien de la Haute-Sarenne. Les "graywackes" et les phtanites du sommet de la série sédimentaire donnent les micaschistes, les schistes noirs et les schistes verts du groupe du Lac Blanc.

La série cristallophyllienne est enfin renversée et opposée à la série amphibolique de l'Ouest du massif. L'établissement des relations stratigraphiques entre ces deux séries pose ainsi un problème qui ne paraît pas avoir de solution dans les Grandes-Rousses. Ces relations sont masquées par la granulite dont la mise en place paraît liée à cette phase tectonique.

Sur l'ensemble cristallin redressé, s'installe au Houiller un système de bassins subsidents comblés par des conglomérats alternant avec des sédiments plus fins. A cette période de remplissage

torrentiel succède un épisode volcanique, pendant lequel s'épanchent d'énormes coulées de trachyte associées à des projections de type plus acide. Cet ensemble est ensuite repris par les mouvements hercyniens et acquiert, dès lors, les grands traits de sa structure. Le synclinal houiller qui s'étend sur tout le bord oriental des Grandes-Rousses et se prolonge vraisemblablement jusqu'au massif du Grand Chatelard devait avoir, alors, une grande analogie avec le sillon houiller du Massif Central, tel qu'il se présente actuellement.

- Nous ne pouvons avoir qu'une idée imprécise des événements qui ont eu lieu ensuite, jusqu'au dépôt du Trias. Le Permien n'existe pas dans le massif; il a, vraisemblablement, été décapé par la pénéplanation antétriasique, qui a nivelé le vieux socle intégré dans la "chaîne vindélicienne" née des mouvements hercyniens posthumes.

- La mer triasique a ensuite envahi le vieux socle, mais timidement; les arkoses de base, d'épaisseur variable et toujours très faible, ne constituent pas à proprement parler un dépôt; elles proviennent plutôt d'un remaniement sur place de la couche d'arène et de gore qui recouvrait la pénéplaine. Au Trias moyen, les dolomies se déposent sur des hauts-fonds balayés par des courants marins qui remanient les sédiments ou même les décapent. La mer régresse au Trias supérieur et un régime lagunaire s'établit, marqué par le dépôt des conglomérats et des argilites.

- Au début du Lias, les Grandes-Rousses représentent le talus Ouest d'un haut-fond situé entre les îles vindéliciennes du Grand Chatelard et du plateau d'Emparis. Les faciès deviennent, à partir du Sinémurien et jusqu'à la fin du Lias, de plus en plus profonds et vaseux. Il n'existe pas ici de témoins plus récents de l'histoire de l'avant fosse dauphinoise, mais elle n'a sans doute pas échappé aux mouvements embryonnaires ^{ante} nummulitiques. On ne saurait affirmer que la mer nummulitique a envahi les Grandes-

Rousses en même temps que l'Est du Pelvoux; il se peut aussi que le massif ait, à ce moment là, limité la transgression à l'Ouest.

En définitive, le remplissage de l'avant-fosse dauphinoise semble n'avoir jamais atteint, au niveau des Grandes-Rousses, une épaisseur comparable à celle des sédiments qui ont comblé la fosse alpine, ce qui explique sans doute le caractère sporadique du métamorphisme alpin dans cette avant-fosse. Il s'est manifesté dans les schistes cristallins ante-houillers par une retromorphose presque générale, il est très localisé dans le houiller et on n'en trouve, dans la couverture, que des indices.

Le paroxysme alpin va donner aux Grandes-Rousses leur structure actuelle. Les différentes unités se décollent et glissent sur les flancs de l'intumescence alpine, amenant le chevauchement de la zone ultradauphinoise sur la zone dauphinoise qui, elle-même, s'écaille localement en même temps que le socle hercynien. Celui-ci est enfin soulevé avec l'ensemble des massifs cristallins externes par les forces isostatiques qui compensent l'effondrement de l'intumescence alpine. La couverture est redressée et acquiert son style uniformément isoclinal.

En même temps commence l'érosion.

BIBLIOGRAPHIE

Figure 6.

- M. AUNIORD (1952) Etude sur la brèche andésitique du Cantal ^{Bull. Serv. Carte géol. France} ~~Ibid.~~,
t.L, N°237, pp.182-190.
- R. BARBIER (1944) Sur l'existence d'un "dôme" émergé au Lias inférieur
dans le massif du Grand Chatelard. C.R.Somm.
S.G.F. p.38.
- d° (1948) Les zones ultradauphinoises et sub-briançonnaises
entre l'Arc & l'Isère. Mem.expl.Carte Géol. France.
- d° (1956) Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de
la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux.
C.R.Somm. S.G.F. p.49.
- P. BELLAIR (1942) La bordure occidentale du massif du Pelvoux. Feuille
de St-Christophe-en-Oisans au 1/50.000°. ^{Serv.} Bull. Carte
géologique de France 211. t. XLIII.
- J. BELLET (1933) Note sur la flore stéphanienne du Houiller des Gdes
Rousses. A.F.A.S., C.R. Congrès Chambéry, p.229.
- M. BERTRAND (1892) Continuité des plissements dans le Bassin de Paris
Bull. Soc. Géol. Franç. T.XX. 3° série.
- P. BORDET et P. CORSIN (1951) Flore stéphanienne dans le Massif des Gdes
Rousses. C.R.Somm. S.G.F., p.73.
- A. CAROZZI (1953) Pétrographie des roches sédimentaires.
- P. DAUSSE (1837) Sur la forme et la structure de la Chaîne des Gdes-
Rousses. Mem.Soc. Géol. Fr. 1° série, t.II. N°6.
- J. DEBELMAS (1952) Les brèches du Trias supérieur dans le massif du
Gaulent au Sud de Briançon, près de l'Argentière
(Htes-Alpes) Trav. Lab. Géol. Grenoble.
t. XXX. p.1.031.
- J. DIDIER (1954) Le Bassin houiller de Brassac et ses bordures cris-
tallines. D.E.S. Clermont.
- J. FABRE. R. FEYS. C. GREBER (1950) -Rapports B.R.C.G.M. A.241.

- J. FABRE (1955) C.R.A.S. 211.
- P. GIDON (1954) Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. Trav. Lab.Géolog. Grenoble. t.XXXI.
- M.GIGNOUX et L.MORET (1952) Géologie dauphinoise. 2° éd. ~~Grenoble - Arthaud.~~ Paris, Masson.
- P. GIRAUD (1952) Les terrains métamorphiques du Massif des Gdes Rousses. Bull. Soc. Géol. France. 6°série T. II.
- GUEYMARD (1844) Statistique Générale du département de l'Isère.
- A. HARKER (1932) Metamorphism.
- E.Wm.HEINRICH (1956) Microscopic Petrography. Nethuen S. Co.London p. 179.
McGrow Hill, Book Co. New York.
- M.JEAMBRUN (1957) Etude Géologique des terrains cristallins à l'Ouest de Rochechouart (H.V.) D.G.P. Clermont.
- J.JUNG et M.ROQUES (1952) Introduction à l'Etude zonéographique des formations cristallophylliennes.
B.S.G.F. 235. p.62.
- W.KILIAN et J.REVIL (1904-1908. et 1912) Etude géologique dans les Alpes occidentales. Mem. Expl. carte géologique France t.1. p.121.
- J.LAMEYRE (1957) Le Complexe volcanique de la partie Nord du synclinal hercynien oriental du massif des Grandes-Rousses. C.R. Somm. Soc.Géol.France.N°9. p.157.
- P.LAPADU-HARGUES (1949) Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. 5° série. T.XIX.
- J.LETOURNEUR (1953) Le Grand Sillon Houiller du Plateau Central Français. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. t. L.I. N°238. p.221.
- L. de LAUNAY (1900-1901) Etude des roches éruptives carbonifères de la Creuse. Ibid., t.XII, N°23, pp.51/97.

CH. LORY (1860- 1861 et 1862) Description géologique du Dauphiné.

Bull. Soc. statist. Isère. t.V, VI et VII.

R. MICHEL (1953) Les Schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lango (Alpes franco-italiennes) Science de la terre, Nancy, 1, N°3-4. t. XII, p.288.

d° (1954) Contribution à l'histoire zonéographique des schistes cristallins de la zone du Piémont. Paléozonographie des massifs cristallins internes - Travaux Lab. Géol. Grenoble. t. XXXII.

L. MORET (1954) Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises.

Travaux Lab. Géologie Grenoble. t. XXXI. pp.203/241.

P. NIGGLI (1923) Gesteins und Mineralprovinzen - Berlin.

J. RAVIER (1957) Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Thèse Paris.

M. ROQUES (1941) Les Schistes cristallins de la partie Sud du Massif Central Français. Mem. Expl. Carte Geol. Française.

P. TERMIER (1894) Le Massif des Grandes-Rousses. Bull. Serv. Carte Géolog. Fr., t.IV, pp.169-286.

d° (1897) Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. C.R.A.S. 124. pp. 633-636.

d° (1898) Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. B.S.G.F. (3) 26. pp. 165-192.

d° (1900) Sur les 3 séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. C.R. Ac.Sc, pp.964 -966.

d° (1903) C.R. Congrès Inter. Vienne pp.571-586.

B. TISSOT (1954) Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Ceries. Trav.Lab.Grenoble. t.XXXII. pp. 111-194.

H. WILLIAM. F. TURNER. C. GILBERT -(1955) Petrography.

W.H. Freeman and C°. San Francisco.

LE SYNCLINAL MEDIAN

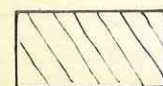
PLANCHE 12

LEGENDE

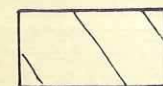
-lias



lias supérieur L_s



lias moyen



lias inférieur

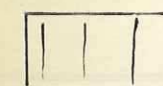


calcaires cristallins
de base

-trias



brèches à argilites
et cangeules

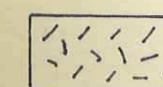


dolomies

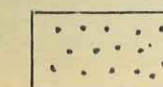


arkoses et brèches

-houiller



ensemble rhyolitique

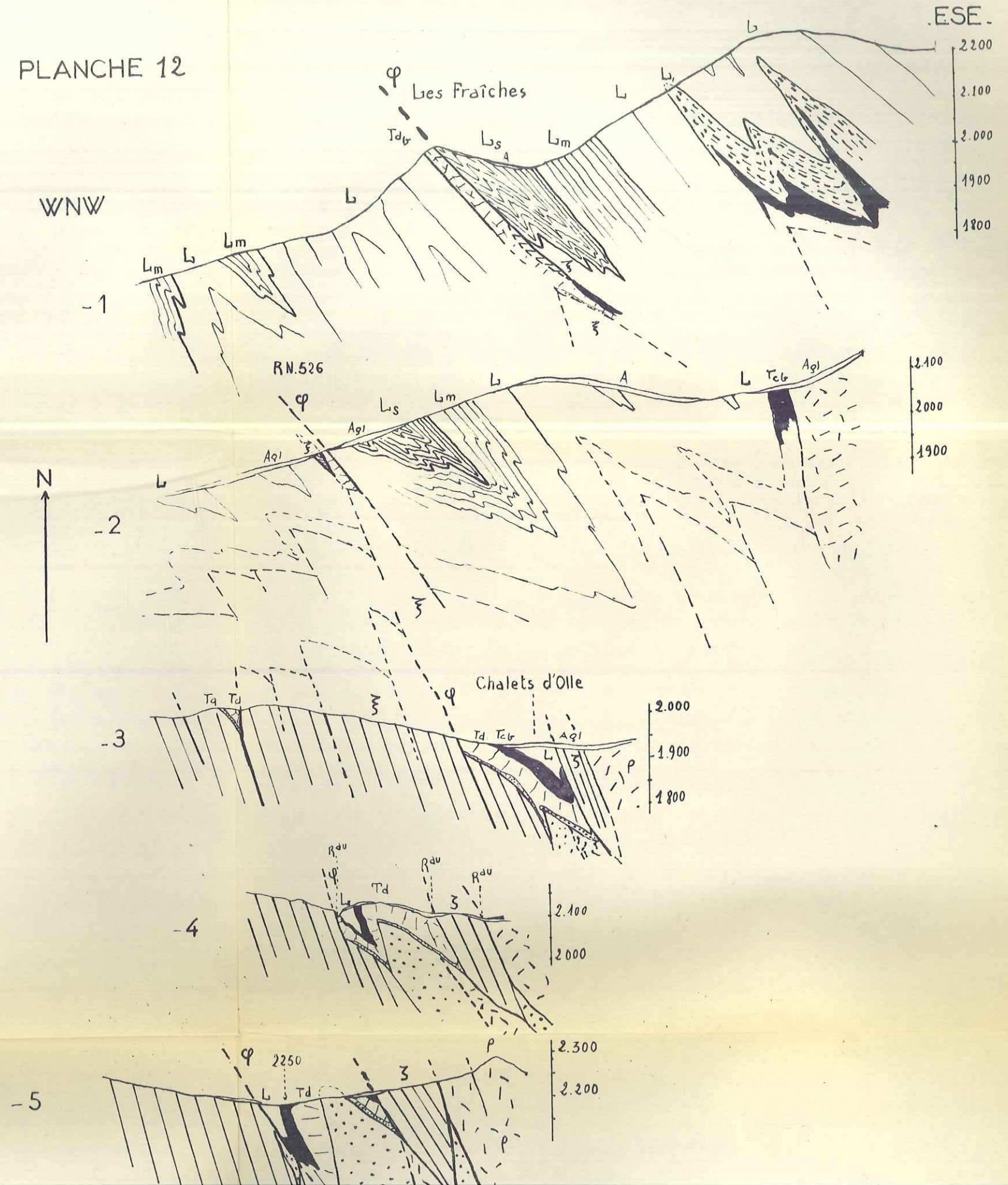


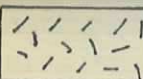
ensemble detritique

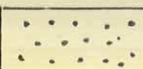
cristallin




groupe de la
Haute-Saône




 ensemble rhyolitique

 ensemble detritique

cristallin

 groupe de la Haute-Sarrene

 granulite

- 500 m -

